

GEOLOGIA, TECTÔNICA E RECURSOS MINERAIS DO BRASIL

TEXTO, MAPAS & SIG

GEOLOGY, TECTONICS AND MINERAL RESOURCES OF BRAZIL

TEXT, MAPS & GIS



Editores

Luiz A. Bizzi, Carlos Schobbenhaus,
Roberta M. Vidotti e João H. Gonçalves



**Serviço Geológico
do Brasil - CPRM**

Ministério de Minas e Energia
Secretaria de Minas e Metalurgia

GEOLOGIA, TECTÔNICA E RECURSOS MINERAIS DO BRASIL

Texto, Mapas & SIG

*Geology, Tectonics and Mineral
Resources of Brazil
Text, Maps & GIS*



PlqlwÅulr#g#Plqlv#h#Hhujld
Vfuñwuld#g#Plqlv#h#Hhujld

República Federativa do Brasil

PRESIDENTE DA REPÚBLICA FEDERATIVA DO BRASIL

Luiz Inácio Lula da Silva

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

MINISTRA DE ESTADO

Dilma Vana Rousseff

SECRETÁRIO DE MINAS E METALURGIA

Giles Carriconde Azevedo

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

DIRETOR-PRESIDENTE

Agamenon Sérgio Lucas Dantas

DIRETOR DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

Manoel Barretto da Rocha Neto

DIRETOR DE HIDROLOGIA E GESTÃO TERRITORIAL

José Ribeiro Mendes

DIRETOR DE RELAÇÕES INSTITUCIONAIS E DESENVOLVIMENTO

Fernando Pereira de Carvalho

DIRETOR DE ADMINISTRAÇÃO E FINANÇAS

Álvaro Rogério Alencar Silva

GEOLOGIA, TECTÔNICA E RECURSOS MINERAIS DO BRASIL

Texto, Mapas & SIG

*Geology, Tectonics and Mineral
Resources of Brazil*
Text, Maps & GIS

Editores

Luiz Augusto Bizzi
Carlos Schobbenhaus
Roberta Mary Vidotti
João Henrique Gonçalves

Brasília, 2003



PlqlwÅulr#g#Plqv#h#Hhujld
Vnfuhwuld#g#Plqv#h#Hhujld

Copyright © 2003

Impresso no Brasil

Direitos exclusivos para esta edição: CPRM

Todos os direitos reservados. Nenhuma parte desta publicação poderá ser armazenada ou reproduzida por qualquer meio sem a autorização por escrito da CPRM.

GEOLOGIA, TECTÔNICA E RECURSOS MINERAIS DO BRASIL TEXTO, MAPAS & SIG

EDITORES

Luiz Augusto Bizzi,
Carlos Schobbenhaus,
Roberta Mary Vidotti e
João Henrique Gonçalves.

EQUIPE EDITORIAL

PLANEJAMENTO E EXECUÇÃO

Editora da Universidade de Brasília

PROJETO GRÁFICO, CAPA E EDITORAÇÃO ELETRÔNICA

Formatos Design Gráfico

TRATAMENTO DE ORIGINALS E REVISÃO

Wânia de Aragão e Carmem Galvão de Menezes

REVISÃO FINAL

Roberta Mary Vidotti

TIRAGEM

2.000 exemplares

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade de Brasília

Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil : texto, mapas & SIG / organizadores, Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, Roberta Mary Vidotti, João Henrique Gonçalves – Brasília : CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003.
692 p.

ISBN 85-230-0790-3

1. Geologia-Brasil. 2. Geologia-recursos minerais. I. Bizzi, Luiz Augusto

CDU 55.(81)

Sumário

| | |
|---|------------|
| Apresentação <i>Introduction</i> | vii |
| Prolegômenos <i>Foreword</i> | ix |
| Prefácio <i>Preface</i> | xi |
| Parte I – Geologia <i>Part I – Geology</i> | 02 |
| Capítulo I – A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana <i>Chapter I – Geology of Brazil in the Context of the South American Platform</i> | 05 |
| Capítulo II – Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores <i>Chapter II – Paleozoic and Meso-Cenozoic Sedimentary Basins</i> | 55 |
| Capítulo III – Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira <i>Chapter III – Sedimentary Basins of the Brazilian Continental Margin</i> | 87 |
| Parte II – Tectônica <i>Part II – Tectonics</i> | 166 |
| Capítulo IV – Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central <i>Chapter IV – Geotectonics of the Guyana and Central Brazilian Shields</i> | 169 |
| Capítulo V – Geotectônica do Escudo Atlântico <i>Chapter V – Geotectonics of the Atlantic Shield</i> | 227 |
| Capítulo VI – Condicionamento do Magmatismo pós-Gondwana <i>Chapter VI – Setting of post-Gondwana Magmatism</i> | 335 |
| Parte III – Recursos Minerais e Associações Metalogenéticas <i>Part III – Mineral Resource and Metallogenic Association</i> | 362 |
| Capítulo VII – Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas <i>Chapter VII – Mineral Deposits of Brazil: Distribution in Time, Provinces and Metallogenic Epochs</i> | 365 |
| Capítulo VIII – Metalogenia Quantitativa do Brasil: Base de Conhecimento, Métodos e Exemplos <i>Chapter VIII – Quantitative Metalogeny of Brazil: Data Basis, Methods and Examples</i> | 449 |

| | |
|---|------------|
| Parte IV – Recursos Minerais Industriais e Energéticos | 500 |
| <i>Part IV – Energy and Industrial Mineral Resources</i> | |
| <hr/> | |
| Capítulo IX – Recursos Minerais Industriais | 503 |
| <i>Chapter IX – Industrial Mineral Resources</i> | |
| Capítulo X – Recursos Minerais Energéticos: Petróleo | 541 |
| <i>Chapter X – Energy Mineral Resources: Petroleum</i> | |
| Capítulo XI – Recursos Minerais Energéticos: Carvão e Urânio | 577 |
| <i>Chapter XI – Energy Mineral Resources: Coal and Uranium</i> | |
| | |
| Parte V – Organização de Informações em SIG | 630 |
| <i>Part V – GIS Information Organization</i> | |
| <hr/> | |
| Capítulo XII – Estruturação de Bases de Dados e Metodologia de Integração de Dados em SIG | 633 |
| <i>Chapter XII – Data Base Structuring and Data Integration in GIS</i> | |
| | |
| Índice Remissivo | 643 |

Apresentação

Introduction

Apresentação

Já dizia o saudoso teatrólogo Plínio Marcos que *povo que não conhece e preserva suas tradições, não merece ser um povo livre*. Na época, início da década de 1970, o valente Plínio carregou nas tintas dessa expressão para protestar contra o descaso do poder público em relação ao nosso patrimônio cultural. Pouco mais de uma década depois, na memorável campanha pela Constituinte, o mote veio à tona, modificado, na luta empreendida pela comunidade minerogeológica do país, para inserir na Carta Magna a obrigatoriedade de a União arcar com o serviço oficial de geologia, o que ficou consignado no Art. 21, inciso XV. Era comum os textos de então trazerem frases como *país que não conhece seus recursos minerais não será nunca um país soberano*, ou *conhecimento geológico é fator de soberania*, e variações do mesmo jaez.

Consolidava-se, já naquela época, a visão de que somente de posse de um sólido conhecimento do meio físico seria possível estabelecer diretrizes corretas para o gerenciamento territorial, por meio de políticas sustentáveis de ocupação superficial e de aproveitamento dos recursos não renováveis. Sem subsídios confiáveis, os países ficam à mercê de imediatismos oportunistas, em geral resultando em explorações predatórias e em graves prejuízos para o meio ambiente. Em tais circunstâncias, o poder público só se dá conta dos equívocos quando é convocado, pela população, para reparar os danos, no mais das vezes a custos altíssimos.

Quinze anos passados da vigência do preceito constitucional, o Serviço Geológico do Brasil vem resgatar o sentido da luta pré-Constituinte ao entregar à sociedade a presente obra, que sintetiza o conhecimento geológico-tectônico e de recursos minerais do território nacional, fruto de três décadas de desbravamento da geologia do país. Esta publicação, decorrente do Projeto GIS do Brasil, complementa a primeira etapa de uma série de lançamentos multimídia, que pretende cobrir todo o espectro de nossa área de atuação institucional, incluindo a edição de cartas e bases de dados, em ambiente SIG – Sistema de Informações Geográficas – além de DVDs e livros temáticos complementares. Na verdade, estamos resgatando, também, uma dívida para com a comunidade técnico-científica, já que se trata da primeira experiência que resulta na publicação da visão sistêmica da CPRM - Serviço Geológico do Brasil (com a participação de colaboradores externos) dos macrocompartimentos tectônicos do nosso território, integrados em um mosaico geológico único, no contexto da plataforma sul-americana, a grande unidade continental.

O Projeto GIS do Brasil contempla versões das cartas geológica, tectônica e de recursos minerais do país, nas escalas 1:2.500.000 e 1:1.000.000, em ambiente SIG, além da edição deste

volume e de um segundo, previsto para 2004, focando, de maneira mais detalhada, cada província tectônica. A médio prazo, pretendemos, ainda, lançar as cartas hidrogeológica e geoambiental do Brasil ao milionésimo, com seus produtos derivados, completando, assim, o ciclo dos produtos integrados regionais em nossa área de atuação institucional.

Além da excelência geológica da Casa, esta obra contou com valiosa contribuição externa, funcionando como uma exemplar interface da instituição com o meio acadêmico, entidades co-irmãs e parceiros do mercado. Esse amálgama intelectual confere-lhe credibilidade ímpar. Temos absoluta certeza de que este lançamento será um marco nas geociências do país, passando a ser referência obrigatória, doravante. Bem assim, estamos convictos de que será de consulta indispensável a pesquisadores e fundamental para a formação de futuros profissionais, recolocando nossa instituição na vanguarda do pensamento e das referências geológicas do Brasil.

Agamenon Dantas

DIRETOR-PRESIDENTE DO SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

Introduction

In the words of the late playwright Plínio Marcos, those who do not know and preserve their traditions do not deserve to be free. At the time, in the early 70's, brave Plínio stressed that opinion in order to protest against the disregard of the public authority with our cultural heritage. Over a decade later, during a memorable lobbying towards the new Brazilian Constitution, the motto was brought forward again, only now a bit altered by the efforts of the mining and geological society to include in the Brazilian Magna Carta the obligation of the State to provide for the official geological service, as enounced in Art. 21, item XV. Statements such as a country that does not acknowledge its mineral resources shall never be sovereign or geological knowledge is a sovereign element, and their variations were most used at the time.

Back then, the view that only a sound knowledge of the physical world would provide the means by which to define correct guidelines for territorial management with proper sustainable policies towards the use of non renewable resources. In the absence of reliable information countries are often subject to oportunistic immediatisms, ensuing predatory exploitations and severe damages to the environment. In such circumstances, the public authority only realizes its errors when called upon by the population to repair the damages, usually at high costs.

Today, fifteen years past the issue of the Constitution, the Brazilian Geological Survey brings back the pre-constitution motto by presenting this work to society. The present work abridges the geologic-tectonic knowledge and also the knowlege on mineral resources in the national territory, which are the result of three decades of geological exploration in the country. This issue, derived from the GIS Project of Brazil, complements the first stage of a series of multimedia releases that aim at covering the whole scope of institutional action, including the editing of maps and databases in a GIS environment, besides DVDs and complementary theme books. In fact, we are also paying a debt to the scientific community, since it is the first experience that results in the release of the Brazilian Geological Survey-CPRM systemic view of macro tectonic compartments, which are integrated in a unique geological mosaic in the context of the South-American platform, the great continental unit.

The GIS Project of Brazil offers versions of the Geology, Tectonics and Mineral Resource Maps of Brazil, at 1:2.500.000 and 1:1.000.000 scales, in a GIS environment. Besides this first edition, a second one is expected in 2004, with details of each tectonic province. At the medium-term, we also intend to release the Brazilian hydrogeologic and geoenvironmental charts with its byproducts at the one to a million scale, thus completing the cicle of integrated regional products in our institutional scope.

Besides the in-house geologic expertise, this work also counted on priceless external contribution, representing an exemplary interface between the institution and the academic environment, as well as many partners. That intellectual blend bestows exceptional credibility on this work. We are certain that this release will be a hallmark in geosciences in the country, serving as an essential source of information. Furthermore, we are convinced that it will be a cardinal reference to researchers and future professionals, placing our institution in the avant-garde of geological thought and references in Brazil.

Agamenon Dantas

PRESIDENT AND DIRECTOR

Prolegômenos

Foreword

Prolegômenos

Este produto é parte de uma iniciativa de gestão de conhecimento realizada pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, sintetizando as informações geológicas acumuladas ao longo dos anos por esta Empresa. O trabalho foi realizado por técnicos da CPRM com a participação de colaboradores externos, que prepararam dentro de sua perspectiva um sumário sobre assuntos selecionados. A obra foi estruturada de forma a permitir ao leitor um entendimento do estado da arte da geologia brasileira, em sentido amplo, e, simultaneamente, interrogar bases de dados georreferenciados em um Sistema de Informações Geográficas - SIG. As versões atualizadas dos novos mapas de Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil e seus respectivos acervos de dados baseados em SIG estão incluídas de modo a prover uma base georreferenciada para avaliações quantitativas da distribuição dos ambientes geológicos e depósitos minerais do Brasil no tempo e no espaço. Esses produtos foram primeiramente lançados pela CPRM no final de 2001 com ISBN 85-7499-006-X e estão agora também disponíveis na Internet. Aqui esses produtos são complementados por uma síntese em hipertexto ligado aos mapas e dados estruturados em SIG. Descrições completas das unidades geológicas, litológicas e estratigráficas não estão incluídas por serem o foco principal de uma compilação intitulada “Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo”, em preparação pela CPRM.

Referências de várias fontes e conhecimento pessoal dos autores sobre a geologia do Brasil e seus depósitos minerais foram usados na compilação dos bancos de dados, mapas e textos que compõem a obra. Embora uma quantidade significativa de informações inéditas tenha sido acrescentada, (por exemplo, dados geocronológicos não publicados), a maior parte dos dados usados nesta compilação foi produzida após 1986 e atualizada após 1991. Procurou-se fazer referência a informações de domínio público e de suas fontes sempre que possível.

Espera-se que este trabalho seja útil para estudantes de graduação e pós-graduação e para profissionais da área de geociências em geral, oferecendo um arcabouço de informações, no qual o leitor possa facilmente ter acesso a uma ampla base de dados georeferenciados e ser apresentado a uma variedade de ambientes geológicos e tipos de depósitos minerais no Brasil.

Registra-se aqui o agradecimento que é devido aos autores que discorreram de forma clara, criativa e sintética sobre os temas de sua responsabilidade e também às equipes do Serviço Geológico do Brasil que trabalharam no Projeto GIS do Brasil, por suas profícuas e dedicadas participações na preparação da presente obra. Pela revisão dos capítulos II, IV e V, expressamos

os nossos agradecimentos a Webster Ueipass Mohriak, João Orestes Schneider Santos, Benjamim Bley de Brito Neves e Reinhardt Adolf Fuck por suas valiosas críticas e sugestões. Agradecimentos também são devidos a José Carlos Gaspar e José Wilson Correia Rosa por sua participação no planejamento e consolidação desta obra e à equipe a serviço da Editora Universidade de Brasília, que trabalhou com afinco neste projeto. Na revisão final e organização das referências bibliográficas contou-se com a colaboração de Maria de Lourdes Almeida, que por sua paciência e operosidade mais elogios que agradecimentos. Esses agradecimentos também devem ser estendidos a Helena Zanetti Eyben, por sua dedicação e eficiência na preparação de inúmeras ilustrações em meio digital.

E, finalmente, nossos agradecimentos aos familiares de todos envolvidos pelo seu apoio e compreensão.

Os Editores:

Luiz Augusto Bizzi, Roberta Mary Vidotti e
Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves.

Foreword

This product is part of a knowledge management initiative undertaken by the Brazilian Geological Survey – CPRM. It synthesizes the geological information amassed over the years by this company. The present work was carried out by staff members of CPRM together with outside contributors who summarized selected subjects from their own perspective.

This volume has been arranged in such a way that the reader can gather the state of the art of the Brazilian geology in a broad perspective and, simultaneously, interrogate geo-referenced data bases structured on a Geographic Information System - GIS. Updated versions of the new Geology, Tectonics and Mineral Resource Maps of Brazil and the corresponding GIS-based datasets have been included as a means by which to provide a geo-referenced basis for quantitative assessments of the time-space distribution of geological environments and mineral deposits in Brazil. These products were first issued by CPRM in late 2001 under ISBN: 85-7499-006-X and are now also available on the internet. These products are hereby complemented by a comprehensive synthesis hyper-linked to GIS-based maps and datasets. Complete descriptions of geological, lithological and stratigraphic units are not included as they are the major focus of another publication entitled “Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo” (“Brazilian Geological Chart to the Million”) being prepared by CPRM.

Evidence from a diversity of sources and personal knowledge of the geology and mineral deposits of Brazil were used in the compilation of databases, maps and texts enclosed herewith. Whilst a significant amount of new information has been incorporated. (eg., unpublished geochronology data) most of the data used in this compilation was generated after 1986 and updated after 1991. Every attempt has been made to acknowledge public domain data and their sources.

Hopefully this work will prove useful to undergraduate and graduate students, and to geologists in general, providing a suitable framework within which the reader can easily access data and be introduced to the wide variety of distinctive geological settings and mineral deposit types in Brazil.

We owe no small debt of gratitude to those authors who have written lucidly, imaginatively and succinctly about their topics and to our staff at the Brazilian Geological Survey who worked in the GIS-Brazil Project, for their useful and dedicated participation in the preparation of this work. We would like to extend our gratitude to Webster Ueipass Mohriak, João Orestes Schneider Santos, Benjamim Bley de Brito Neves, and Reinhardt Adolf Fuck for their valuable criticism and suggestions in the revision of chapters II, IV and V. Thanks are also due to José Carlos Gaspar and José Wilson Correia Rosa for their participation in the planning and consolidation of this work as well as to the staff of Editora Universidade de Brasília who worked painstakingly in this project. The final revision and organization of bibliographic references undertaken by Maria de Lourdes Almeida with patience and diligence deserves more praise than thanks. We should like to extend our thanks to Helena Zanetti Eyben, for her dedication and efficiency in the preparation of several illustrations in digital format.

Last but not least, we should also like to express our gratitude to our families who maintained their support and understanding throughout our extended absences.

The Editors:

Luiz Augusto Bizzi, Roberta Mary Vidotti and
Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves.

Prefácio

Preface

Prefácio

O objetivo principal deste volume é compilar, integrar e correlacionar uma ampla variedade de informações geológicas, tectônicas e de recursos minerais em um único ambiente georreferenciado. Sua concepção seguiu um enfoque por etapas, uma vez que os dados foram migrados e agrupados em mapas temáticos em sistemas de informações geográficas. Primeiramente, nossa intenção foi investigar quais processos geológicos e tectônicos tiveram lugar e como as características ali representadas poderiam refletir processos geodinâmicos de maior escala. Em segundo lugar, quisemos verificar até que ponto rochas e controles ambientais amplos podem ser usados para avaliar as condições para desenvolvimento (e preservação) de sistemas de geração de minério, petróleo e gás no Brasil. Em terceiro lugar, quisemos observar e registrar todos os procedimentos tomados em relação ao gerenciamento de informações e interrogação de bases de dados, de modo que nossas modelagens pudessem ser reproduzidas independentemente.

Os primeiros resultados da pesquisa estão aqui documentados na forma de um livro, acompanhado por um DVD-Rom que inclui a Edição 2002 dos Mapas Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. É significativo que a compilação dos dados foi acompanhada por uma série de perfis em escala regional e uma amostragem complementar de seqüências crustais para trabalho isotópico. Muitas das análises, entretanto, não foram concluídas a tempo de serem incluídas nesta edição devido a dificuldades logísticas e a uma grande quantidade de trabalhos que ainda estão em andamento.

Controvérsias e incertezas são abundantes na Geologia Brasileira, assim como há controvérsias consideráveis em relação à gênese dos depósitos minerais, incluindo o petróleo. Em vez de tentar resolver questões, este trabalho apresenta um panorama dos bancos de dados da CPRM e um resumo do entendimento dos autores sobre a Geologia do Brasil no seu sentido mais amplo. Certamente haverá ceticismo no tocante à exatidão dos bancos de dados e estamos cientes das suas deficiências, algumas relacionadas a omissões, outras a questões de ênfase na abordagem. Certas interpretações e dados pontuais irão inevitavelmente incorrer em erro e possivelmente discordar da visão de especialistas que possuem profundo conhecimento local de temas em questão. A estes, oferecemos nossas desculpas antecipadas e nosso convite à discussão para correção de equívocos.

O Livro

Este livro é composto de 12 capítulos e inclui o trabalho de aproximadamente sessenta autores. A maior parte destes autores é do Serviço Geológico do Brasil, mas também foram convidados profissionais da Petrobrás, Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN), Universidade de Brasília (UnB), Universidade de São Paulo (USP) e consultores independentes.

O texto foi organizado em cinco partes. As duas primeiras partes do livro, com seis capítulos, apresentam uma visão geral do arcabouço geológico e tectônico do território brasileiro e suas bacias marginais, com uma discussão sobre o condicionamento geoquímico e geofísico de áreas selecionadas. Novos dados Sm-Nd e SHRIMP sobre rochas do embasamento pré-cambriano são apresentados e integrados às informações geológicas já existentes, em um esforço de delinear províncias cronotectônicas. A interrogação das várias bases de dados em ambiente SIG aguçou nossa percepção e melhorou nossas interpretações dos terrenos geológicos, levando a um melhor entendimento da evolução das seqüências crustais e manto-derivadas na Plataforma Brasileira. Estes seis primeiros capítulos fornecem uma visão geral das características do embasamento no qual se inserem os depósitos minerais descritos e discutidos nos cinco capítulos subseqüentes.

A terceira parte do livro apresenta uma análise da distribuição das principais concentrações minerais no tempo e no espaço e a discussão de associações metalogenéticas observadas em ambientes geológicos específicos. Inicialmente, esta parte do trabalho foi motivada pelo desejo de investigar até que ponto os conceitos de relação entre tectônica e depósitos minerais poderiam ser aplicados em avaliações do potencial de recursos naturais ou no planejamento de programas de exploração. A quarta parte do livro aborda os recursos minerais industriais e energéticos, com ênfase em ambientes geológicos específicos e recursos minerais associados. Exemplos de depósitos e ocorrências minerais e seus atributos foram catalogados em um banco de dados abrangente.

A quinta e última parte do livro enfoca as metodologias usadas e os procedimentos tomados em relação ao gerenciamento de dados, aqui apresentados de modo a permitir que os leitores interessados possam otimizar seus procedimentos de busca.

A exemplo da metodologia adotada em países continentais como o Canadá e a Austrália, utilizou-se nesta síntese e na compilação da nova Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo o conceito de Províncias Estruturais. As províncias estruturais inicialmente definidas por Almeida *et al.* (1977, 1981) foram aqui modificadas no Cráton Amazonas de modo a manifestar o entendimento atual do Serviço Geológico do Brasil. As demais províncias seguem, de maneira geral, os limites daqueles autores, com algumas exceções de ordem local. Esse foi o caso do segmento ocidental do embasamento arqueano/paleoproterozóico retrabalhado da Província da Mantiqueira em Minas Gerais. Tendo em conta conveniências operacionais relativas à integração dos dados locais, esse domínio foi incorporado à margem oriental da Província São Francisco. Os limites formais da Província (ou Cráton) São Francisco foram revisados em Alkmim *et al.* (1993), conforme indicados na Figura VII.4. No presente trabalho foram caracterizadas como Províncias as regiões que apresentam feições estratigráficas, tectônicas, magmáticas, metamórficas e geomórficas próprias e diferentes das apresentadas pelas unidades confinantes (Fig. 0.1). Os limites escolhidos para as Províncias podem ter caráter geologicamente bem definido (falhas e zonas de falhas, fronteiras metamórficas, zonas de antepaís, limites erosionais de áreas sedimentares) ou mal definido (limites transicionais ou arbitrários assumidos por falta de conhecimento adequado).

A partir do conceito de Províncias chega-se ao reconhecimento de dois conjuntos tectono-estratigráficos maiores. Por um lado (i) a porção norte-noroeste, representada pela Superprovíncia Cráton do Amazonas, composta por sete províncias, essencialmente pré-brasilianas, organizadas de leste para sudoeste do Arqueano ao Mesoproterozóico e cujo referencial de correlação são os continentes do hemisfério norte. Ali, a participação de unidades litoestruturais neoproterozóicas é mínima e periférica. Por outro lado, (ii) a porção central e centro-oriental do Brasil (Províncias 8, 9, 10 e 11 na Fig. 0.1), essencialmente brasiliana, consiste de um mosaico de núcleos pré-brasilianos circundados por faixas móveis Brasilianas, nos quais se inclui o Cráton São Francisco, cujo referencial de correlação são os continentes do hemisfério sul, essencialmente o território africano. As demais províncias (12, 13, 14 e 15) representam as diversas bacias sedimentares fanerozóicas.

A coluna estratigráfica adotada neste trabalho (Fig. 0.2) foi essencialmente traduzida e adaptada da *Internacional Stratigraphic Chart* compilada por J. Remane, A.F. Muret e G.S. Odin, publicada pela UNESCO e IUGS (*International Union of Geological Sciences*), no ano de 2000. Os nomes do Fanerozóico traduzidos para o português são oriundos de pesquisa inédita realizada pelos geólogos Eduardo Camozzatto, João Orestes S. Santos e Pércio Branco e do Pré-Cambriano seguem proposta de Fuck, R. A., 1991, *Revista Brasileira de Geociências* 21(2):182-183. O termo Terciário, ainda bastante utilizado, omitido nesta e em versões recentes de cartas estratigráficas, corresponde às idades Paleógeno e Neógeno.

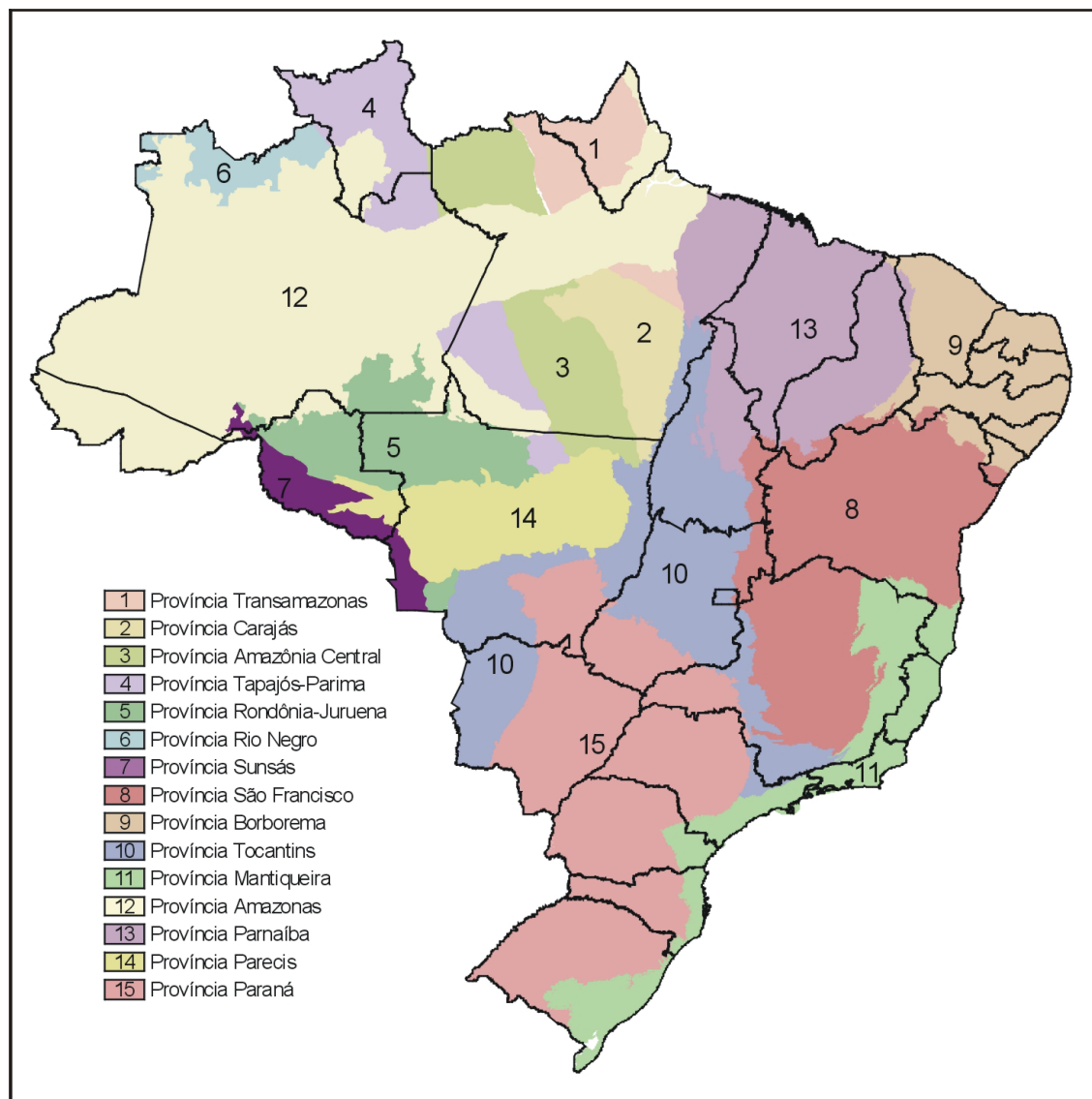


Figura 0.1 – Províncias Estruturais Brasileiras

Figure 0.1 – Brazilian Structural Provinces

Mapas e bases de dados estruturados em SIG

As informações contidas neste volume representam o estado da arte do conhecimento geológico do território brasileiro e a área oceânica adjacente na perspectiva da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, ao final do ano 2002.

Os mapas temáticos aqui apresentados como arquivos para impressão na escala 1:2.500.000, foram derivados de dados e informações estruturados em Sistema de Informações Geográficas (SIG) e consistidos na escala de 1:1.000.000.

O acervo de dados foi compilado a partir de arquivos digitais em diversas escalas de conhecimento e formatos, que foram submetidos a procedimentos de generalização, filtragem e fusões digitais com adequações à representação nas escalas de 1:1.000.000 e 1:2.500.000.

Para os mapas de impressão foi utilizado o sistema de projeção cartográfica Policônico, com Latitude de Origem no Equador e Longitude de Origem no Meridiano Central 54°, oeste de Greenwich, Elipsóide UGG167, Datum Planialtimétrico Sul Americano 1969 - SAD69. No SIG, os arquivos estão em valores geodésicos, referidos aos mesmos elipsóides e datum planialtimétricos.

As bases planimétricas utilizadas foram obtidas por generalização das bases derivadas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, preparadas em convênio com a Agência Nacional de Energia Elétrica - ANEEL e a CPRM - Serviço Geológico do Brasil, a partir da Carta Internacional do Mundo ao Milionésimo.

Os dados são apresentados em arquivos no formato shapefile (ESRI - ArcView) e associados à tabelas do tipo dbf, geradas a partir de um banco de dados relacional desenvolvido no sistema Oracle chamado Geobank. O modelo de relacionamento de entidades adotado no Geobank para os temas Geologia e Tectônica contempla informações sobre litologias, unidades estratigráficas, metamorfismo, estruturas sedimentares, ambientes de sedimentação e sistemas deposicionais. No tema Recursos Minerais são contempladas informações sobre associação geoquímica, metalogenia e tipologia de ocorrências de recursos minerais.

No tema Geologia foram contemplados dados e informações, gerados a partir dos mapeamentos e estudos geológicos aplicados, executados em diversas escalas, desde 1970, pela CPRM, além de referências bibliográficas de domínio público. Desde o lançamento do último mapa geológico com escala 1:2.500.000, em 1981, houve um avanço considerável na cartografia geológica básica do Brasil. Durante esse período, a CPRM realizou mapeamentos sistemáticos nas escalas 1:100.000, 1:250.000 e 1:500.000, cobrindo aproximadamente 3.000.000 km².

O volume de informações disponível sobre unidades geológicas mapeáveis, na escala 1:2.500.000, se reflete na legenda adotada para o Mapa Geológico do Brasil, onde são descritas mais de 1.200 unidades litoestratigráficas distribuídas em oito unidades lito-estruturais. A diversidade bioestratigráfica preservada ao longo do tempo geológico é indicada em tabela específica, e a fisiografia da área oceânica adjacente é representada no Mapa Tectônico por feições de batimetria, estruturas principais, anomalias magnéticas e outras informações associadas à acreção do assoalho oceânico.

Grande parte dos dados usados nesta obra foi gerada no Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), criado em 1986, com precisão de posicionamento compatível com a escala usada neste trabalho. Na ausência de informações recentes, foram incorporadas versões atualizadas dos mapas geológicos produzidos no anos 70. Na atualização das versões antigas foram usados dados novos gerados durante os Projetos de Integração Geológica e Metalogenética executados pela CPRM, após 1991, assim como dados de domínio público. Os mapas atualizados foram georreferenciados de acordo com as novas bases planimétricas, que têm precisão de posicionamento condizente com a escala deste trabalho. Dados geocronológicos inéditos obtidos pela CPRM, nos anos de 2001 e 2002, também foram incorporados aos mapas.

No tema Tectônica foram incorporados dados e informações utilizados no Mapa Geológico e os diversos Domínios Geotectônicos do Brasil tiveram sua litoestratigrafia classificada segundo o regime tectônico dominante, na concepção dos coordenadores do Projeto.

No Mapa Tectônico do Brasil foi feita uma distinção entre unidades que caracterizam regimes tectônicos compressivos, unidades de regimes tectônicos distensivos (intra-placa e margem passiva) e coberturas superficiais, permitindo assim uma leitura intuitiva da evolução geotectônica do Brasil ao longo do tempo geológico.

No Mapa Tectônico, as Bacias Sedimentares Fanerozóicas do Brasil estão justapostas por mapas de isópacas e detalhadas individualmente em seções geológicas esquemáticas, em diagramas de correlação cronoestratigráfica entre bacias intracratônicas, e em tabelas de correlação cronotectônica entre bacias de margem passiva e bacias tipo rifte.

O mapa temático sobre Recursos Minerais Energéticos e Industriais do Brasil foi composto a partir do posicionamento em relação à cronoestratigrafia de ocorrências de mais de oitenta substâncias minerais de uso industrial ou agrícola, além de carvão, petróleo e gás natural. Cartas cronoestratigráficas derivadas do tema Geologia são apresentadas para as principais Bacias Fanerozóicas Brasileiras e arquivos contendo dados de recursos minerais pertinentes ao tema incluem informações sobre 324 campos de óleo e/ou gás natural. Os dados foram compilados a partir de diversas bases de dados de propriedade da CPRM, a partir de dados obtidos de documentos de domínio público e de informações cedidas pela Petrobras - Petróleo Brasileiro S.A.

O Mapa de Recursos Minerais e Associações Metalogenéticas do Brasil foi compilado a partir do posicionamento de mais de setenta e cinco substâncias minerais em relação a paleo-ambientes derivados do tema Tectônico. Os depósitos e ocorrências minerais são classificados de acordo com suas características, seu *status* econômico e o agrupamento de substâncias presentes em cada um dos jazimentos. Mapas temáticos indicando Rochas e Materiais para Construção, Minerais Industriais, Insumos Minerais para Agricultura e Recursos Energéticos são apresentados com o detalhamento maior de aproximadamente dois mil depósitos ou ocorrências minerais selecionadas.

Os arquivos contendo dados de recursos minerais pertinentes ao tema foram compilados a partir de diversas bases de dados de propriedade da CPRM (que incluem dados obtidos de documentos de domínio público) e do Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM. O acervo aqui incorporado consta de mais de 31.000 registros que ainda são objeto de consistência. Estima-se que aproximadamente 4 % dos registros contenham erros de natureza locacional, erro de *status*, erro de toponímia ou erro de classificação de substância.

Ao acervo de dados, atualizados e lançados pela primeira vez em 2001, foram incorporados: i) mosaico de imagens Landsat com resolução de 500m; ii) modelo digital do terreno com mesma resolução; e iii) integração de dados magnetométricos e gamaespectrométricos do acervo da CPRM no formato GEOTIFF.

O Comitê Técnico e Executivo dos Mapas e SIG:

Luiz Augusto Bizzi
Carlos Schobbenhaus
João Henrique Gonçalves
Franciscus Jacobus Baars
Inácio de Medeiros Delgado
Maisa Bastos Abram

Reginaldo Leão Neto
Gerson Manoel Muniz Matos
João Orestes Schneider Santos
Luiz Carlos da Silva
Roberta Mary Vidotti.

Preface

A major objective of this volume is to compile, integrate and correlate a wide variety of geologic, tectonic and mineral resource data onto a single geo-referenced backdrop. Its conception followed a phased approach as the data was migrated and assembled onto thematic GIS maps. At first, our purpose was to investigate what geological and tectonic processes have taken place and how the features represented therein might reflect bigger scale geodynamic processes. Secondly, we wanted to see to what extent rocks and broad environmental controls can be used to assess conditions for development (and preservation) of ore, oil and gas generating systems in Brazil. Thirdly, we wanted to observe and note for the record all procedures taken with regard to data management and interrogation of data bases so that our modeling could be replicated elsewhere.

The first results of the research are here documented in the form of a book accompanied by a DVD which includes the 2002 Edition of the Geology, Tectonics and Mineral Resource Maps of Brazil. Significantly enough, the compilation of data was accompanied by a series of regional-scale traverses and complementary sampling of crustal sequences for isotope work. Many of the analyses, however, were not finished in time to be included in this edition due to logistical difficulties and to a great deal of work which is still in progress.

Points of controversy and uncertainty abound in Brazilian Geology as well as regarding the genesis of its mineral deposits, including oil. Rather than attempting to resolve controversies, this contribution presents a snapshot of CPRM data bases and a summary of the authors' understanding of the Brazilian Geology on a wide perspective. There will be doubtless skepticism in certain quarters regarding the correctness of the databases; we are keenly aware of their shortcomings, some related to omissions, others to matters of balance in emphasis. Certain interpretations and specific data will inevitably be in error, and might possibly enrage some experts with first hand local knowledge. To these, we offer an advance apology and extend our invitation to discuss matters and set the record straight.

The Book

This book is made up of twelve chapters and includes the work of about sixty authors. Most of them belong to the staff of the Brazilian Geological Survey, but several are known experts from Petrobrás, National Nuclear Energy Commission (CNEN), University of Brasília (UnB), University of São Paulo (USP) and independent consultants.

The text was organized in five parts. The first two parts of the book, with six chapters, present an overview of the geologic and tectonic framework of the Brazilian territory and its marginal basins, together with a discussion of geochemical and geophysical constraints that apply to selected areas. New Sm-Nd and SHRIMP data on crystalline basement rocks are presented and integrated with existing geologic information in an attempt to delineate chrono-tectonic provinces. The interrogation of the various datasets on a GIS environment sharpened our perceptions and improved our interpretations of geologic terranes, leading to a better understanding of the evolution of the crustal and mantle-derived sequences within the Brazilian Platform. These first six chapters provide an overview of the basement characteristics into which the mineral deposits described and discussed in the following five chapters were emplaced.

The third part of the book deals with the distribution of mineral resources in time and space, the discussion being focused on metallogenic associations observed in specific geological environments. At the outset, this part of the exercise was fostered by the desire to investigate the degree to which tectonic-mineral deposit relationship concepts might be used in natural resource assessments or in planning of exploration programs. The fourth part of the book deals with energy and industrial mineral resources, emphasizing specific geological environments and associated mineral resources. Examples of mineral deposits and occurrences and their attributes have been catalogued on a comprehensive database.

The fifth and last part of the book focus on the methodologies used and procedures taken with regard to data management, presented herein in order to facilitate interested readers to optimize their search procedures.

Like in the methodology adopted in continental countries such as Canada and Australia, the concept of chrono-tectonic provinces was used in this synthesis and in the compilation of the new "Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo". The structural provinces of Almeida et al. (1977 and 1981) were in part modified for the Amazon Craton in order to express the present understanding of the Brazilian Geological Survey. The other provinces follow, in a general way, the limits presented by those authors, with some local adjustments. This was the case of the western segment of the reworked Archean /Paleoproterozoic basement of the Mantiqueira Province in Minas Gerais State. Owing to operational conveniences related to the local data integration, this domain was incorporated to the eastern border of the São Francisco Province. The formal limit of the São Francisco Province (or Craton) were revised in Alkmim et al. (1993), as shown in Figure VII.4. Provinces are here characterized as regions with discrete stratigraphic, tectonic, magmatic, metamorphic and geomorphic features that are distinctive of those from the confining units (Fig. 0.1). The limits chosen for the Provinces may have well defined geological character (faults and fault zones, metamorphic fronts, hinterland terrains, erosion limits of sedimentary areas) or be poorly defined (arbitrary or transitional limits assumed in view of inadequate knowledge base).

Building on the concept of Provinces, two first-order tectonic-stratigraphic groupings are recognized. On the one hand, (i) the north-northeast region represented by the Amazon Craton Super-province, made up of seven provinces, essentially pre-Brasiliano in age, built from east to southwest from the Archaean to the Mesoproterozoic and correlated to continents in the northern hemisphere. In that region, Neoproterozoic litho-structural units are minor and peripheral. On the other hand, (ii) the central and central-oriental portions of Brazil (Provinces 8, 9, 10 and 11 in Fig. 0.1) are essentially Brasiliano in age, comprising of a mosaic of pre-Brasiliano nuclei surrounded by Brasiliano-age mobile belts correlated to continents in the southern hemisphere, mainly in African territory. The remaining provinces (12, 13, 14 and 15) represent diverse Phanerozoic sedimentary basins.

The stratigraphic column adopted in this work (Fig. 0.2) was translated and adapted from the International Stratigraphic Chart compiled by J. Remane, A.F Muret, and G.S Odin, published by UNESCO and IUGS (International Union for Geological Sciences) in the year 2000. The Portuguese denominations of the Phanerozoic Units have been translated by geologists Eduardo Camozzatto, João Orestes S. Santos and Pécio Branco; whilst the translation of the Precambrian Units follows Fuck, R. A. (1991), in Revista Brasileira de Geociências 21(2):182-183. The expression Tertiary, still largely used, was omitted in this and other recent versions of stratigraphic maps, corresponding to the Paleogene, Neogene and Cenozoic ages.

The GIS-based Maps and Datasets

The information contained in this volume represents the state of the art of geological knowledge in the Brazilian territory and adjoining ocean floor according to CPRM – Geological Survey of Brazil, at the end of the year 2002.

The thematic maps presented herewith as print files at the 1:2.500.000 scale were derived from data and information structured in a Geographic Information System (GIS) and consistent at the 1:1.000.000 scale.

The data base was compiled from digital data at several scales of knowledge and many formats that were generalized, filtered, and digitally combined for representation at the 1:1.000.000 and 1:2.500.000 scales.

For printed maps the Polyconic cartographic projection system was used, with Latitudinal origin at the Equator and Longitudinal origin at the 54° Central Meridian West of Greenwich, Ellipsoid UGG167, South American Planialtimetric Datum 1969 - SAD69. Geodesic values in GIS refer to the same ellipsoid and planialtimetric datum.

The plan metric base maps used were derived by generalization of base maps of the Brazilian Institute of Geography and Statistics - IBGE that were prepared in partnership with the Brazilian Agency of Electric Energy - ANEEL and CPRM – Geologic Survey of Brazil after the International Map of the World at the 1:1.000.000 scale.

The data are presented as shape files (ESRI - ArcView) linked to dbf-type tables derived from a relational data base developed in Oracle and nominated Geobank. The entity relationship model adopted in Geobank for the topics Geology and Tectonics encompasses information on lithologies, stratigraphic units, metamorphism, sedimentary structures, depositional environment and depositional

systems. The topic *Mineral Resources* includes information on geochemical association, metallogeny and typology of mineral resource occurrences.

The topic *Geology* comprises data and information generated in the course of mapping and applied geologic studies undertaken in several scales since 1970 by CPRM as well public domain bibliographic references. Considerable advances have taken place in the geologic cartography of Brazil since the last integrated geologic map was issued in 1981, at the 1:2.500.000 scale. In that period CPRM carried out systematic mapping at 1:100.000, 1:250.000 and 1:500.000 scales over ca. 3,000,000 km².

The amount of information available for geologic units mapable, at the 1:2.500.000 scale, imposes upon the legend adopted for the *Geology Map of Brazil*, where over 1200 litho-stratigraphic units are described for the eight litho-structural units. The diversity of the bio-stratigraphy preserved in the course of geologic time is shown in a specific table and the physiography of the adjoining ocean floor is represented in the *Tectonic Map* by bathymetry features, main structures and magnetic anomalies associated to accretion of ocean floor material.

Most data used in this work was generated as part of CPRM's *Basic Geologic Mapping Program of Brazil (PLGB)*, created in 1986, with positioning precision consistent with the scale used in this work. In the absence of recent information, updated versions of geologic maps produced in the 70's were used. The preparation of such updated versions counted on new data generated in the course of *Geology-Metallogeny Integration Projects* undertaken by CPRM after 1991 as well as public domain data. The updated maps were geo-referenced relative to the new planimetric base maps which have adequate positioning precision at this scale of work. Unpublished geochronologic data obtained by CPRM in the course of 2001 and 2002 have also been incorporated.

The topic *Tectonics* encompasses data and information used in the *Geology Map* and the litho-stratigraphy of the *Tectonic Provinces of Brazil* was classified according to the prevailing tectonic regime as understood by the Project coordinators.

In the *Tectonic Map of Brasil* distinction was made to units that belong to compressive tectonic regimes, units that belong to extensive tectonic regimes (intra-plate and passive margin) and surface cover, thus allowing for an intuitive reading of the geotectonic evolution of Brazil in the course of geologic time.

In the *Tectonic Map* the *Fanerozoic Sedimentary Basins of Brazil* are overlapped by isopac maps and depicted individually in schematic geologic sections, in chrono-stratigraphic correlation diagrams for intracratonic basins, and in crono-tectonic correlation tables for rift-type and passive margin basins.

The *Map on Energy and Industrial-Mineral Resources of Brazil* was prepared on the basis of the relative positioning relative to crono-stratigraphy of over eighty minerals of industrial or agricultural use, in addition to coal, oil and natural gas. Chrono-stratigraphic charts derived from the *Geology* theme are presented for the main *Fanerozoic Basins in Brazil* and files with mineral resource data pertaining to the theme include information on 324 oil and/or gas fields. The data were compiled after several data bases owned by CPRM, after public domain data, and after information provided by *Petrobrás – Petróleo Brasileiro SA*.

The *Mineral Resource and Metallogenic Association Maps of Brazil* was compiled by positioning the occurrence of over seventy-five mineral commodities in relation to paleo-environments derived from the *Tectonics* theme. Ore deposits and mineral occurrences are classified according to their characteristics, economic status and substance. Thematic maps on *Building Materials*, *Mineral Resources of Industrial Use*, *Mineral Resources used in Agriculture* and *Energy Mineral Resources* are presented, and a greater amount of detail is provided for ca. two thousand selected deposits or occurrences.

Data files regarding mineral resources were compiled from several databases proprietary to CPRM (which also incorporate public-domain data) and the *National Department of Mineral Production – DNPM*. The database assembled herewith includes over 31,000 items which are still being corrected. It is estimated that some 4 % of the items contain location, status, or substance classification errors.

To the database updated and published for the first time in 2001, were incorporated: i) *Landsat* images mosaic with 500m resolution; ii) digital elevation model with the same resolution; and, iii) integration of magnetometric and gamaspectrometric data from the CPRM database in *GEOTIFF* format.

Technical and Executive Committee of Maps and GIS:

Luiz Augusto Bizzi

Carlos Schobbenhaus

João Henrique Gonçalves

Franciscus Jacobus Baars

Inácio de Medeiros Delgado

Maisa Bastos Abram

Reginaldo Leão Neto

Gerson Manoel Muniz Matos

João Orestes Schneider Santos

Luiz Carlos da Silva

Roberta Mary Vidotti.

A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana

Geology of Brazil in the Context of the South American Platform

Carlos Schobbenhaus¹ e Benjamim Bley de Brito Neves²

¹CPRM – Serviço Geológico do Brasil; ²USP – Universidade de São Paulo

Summary

The South American Platform comprises the continental part of the South American Plate that has remained stable during the evolution of the Caribbean and Andean mobile belts in the Mesozoic-Cenozoic eras. The Andean Belt s.l. and the Patagonian Block are the unstable counterparts of the Phanerozoic platform. Subandean foreland basins were formed at the border zone between the platform and the mobile belts during the Andean orogeny in the Neocenoic.

The platform has a complex composition, reflecting a polycyclic history of its basement, from the Paleoproterozoic (ca. 3,5 Ga) to the Early Ordovician (ca. 500-480 Ma). Phanerozoic covers developed from the Ordovician onwards witnessed the evolution of both the Gondwana and Pangea supercontinents.

Archean units occur widespread in the States of Bahia, Minas Gerais (São Francisco Craton), Pará (Amazonian Craton) and Goiás. The Meso and Neoproterozoic eras were of paramount importance in terms of crustal accretion, some 80% of the continental crust being already in place by the end of the Proterozoic. The Paleoproterozoic events were particularly important because they re-shaped almost all of the pre-existing terranes.

After the stabilization of the first Archean nuclei, a stable continental crust was developed during the Paleoproterozoic, allowing for the accumulation of some large stable shelf deposits. During the early Mesoproterozoic the westernmost portion of the Brazilian Amazon, in particular the Brazil-Bolivia border (the Cachoeirinha and Santa Helena-Rio Alegre Groups), witnessed the most complete accretionary events of the continent. In the Late Mesoproterozoic another complete Wilson cycle is identified in the same area (further up in the stratigraphy, the Aguapeí-Sunsás and Nova Brasilândia Groups) with closure around 1.1 Ga. Such closure introduced a new platform framework - that of the Rodinia Supercontinent - in which large sedimentary basins developed from the late Mesoproterozoic to the early Neoproterozoic, some of which associated to granitic plutons, basic intrusives and volcanics.

The best representation of Meso-Neoproterozoic mobile belts formed between ca. 1050 to 950 Ma occurs in the Borborema Province (Northeastern Brazil), where ca. 800 km long structural features formed during the Cariris Velhos Cycle are preserved. Those features are contemporaneous to the Tonian Taphrogenesis that has been recognized all over the Rodinia supercontinent as the first extensional phase that led to the fission of this supercontinent elsewhere.

Archean and Paleoproterozoic sedimentary and volcanosedimentary covers, some of which associated to anorogenic plutonism, have a remarkable representation in Brazil. The Amazonas and São Francisco syn-Brazilian cratons host the largest exposures of pre-Ordovician weakly deformed units in the

world, the late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic being of particular relevance. Prior to them, Archean sequences with low degree of deformation and metamorphism (e.g. Rio Fresco and Águas Claras Formations in southeastern Pará) overlie micro-continental lithospheric fragments that were precociously amalgamated and consolidated.

During the Paleoproterozoic several stages of continental cover sequences pertaining the Atlantica supercontinent were formed before, during and after the development of the extensive LIP (large igneous province) of Uatumã, which originally covered an area over 1,500,000 km².

Similar tectono-sedimentary events have preceded and succeeded “Columbia supercontinent”, allowing for the development of various cover stages in the late Paleoproterozoic to Mesoproterozoic, good examples of which being the Espinhaço Supergroup (Bahia, Minas Gerais) and the Arai Group (central-western Brazil).

The same applies to Rodinia, as per the remarkable examples of cover units such as the Palmeiral and Dardanelos Formations, in the Amazonas Craton, and arguably part of the Chapada Diamantina Group in the São Francisco Craton. These units are considered to be litho-structural markers overlying a wide continental mass developed in the late Mesoproterozoic.

Overlying descendants of the fragmentation of Rodinia are Neoproterozoic lithostratigraphic records of the Sturtian and Vendian glaciations, which were succeeded by thick pelite-carbonatic sequences in central-eastern Brazil and also in Argentina. The diachronic fission of the Rodinia Supercontinent in the Tonian, Cryogenian and Neoproterozoic III taphrogeneses was followed by the development of a complex paleogeographic framework including continental, transitional and marine environments. At the end of this cycle there was a diachronic agglutination of a group of descendants of Rodinia in the building up/fusion of the Gondwana-Pannotia supercontinent, the final processes of which being completed in the Early Phanerozoic (Cambrian and Eo-Ordovician).

In the Brasiliano different paleogeographic domains were identified, including rift systems, aulacogens, passive margins bordering the periphery of syn-Brasiliano cratons, epicontinental seas and, significantly enough, oceanic environments. Granitization took place in some provinces such as the Borborema and Mantiqueira, affecting both pre-Brasiliano basement and supracrustal rock sequences of the cycle. There is no precise information about rates of continental accretion for the the Brasiliano Cycle, some preliminary estimates quoting less than 10% of juvenile material. There was a predominance of deformation and reworking over crustal growth in the Brasiliano Cycle.

Foreland platform covers began to develop during the terminal events of the Brasiliano Cycle itself, from the end of the Neoproterozoic III to the Cambrian, in marginal and ruptural basins. These deposits occur all over the Atlantic Shield and have been preserved as Cambro-Ordovician basins or mollassic basins. Only over the basement of the Paleozoic synclises or near their peripheries these deposits present very significant magnitudes and thicknesses.

From the Ordovician to the Mesozoic large cratonic sedimentary sequences were developed over Gondwana, with important contributions of marine and continental rock assemblages which recorded climatic changes, from cold and glacial conditions to hot and desertic environments (Late Permian and Triassic). Lithostratigraphic units correlated to these cratonic sequences are present in the orogenic domains of Early (Famatinian) and Late (“Gondwanian”/Variscan) Paleozoic of the Andean belt and of the La Ventana belt. The development of these fold belts led to the consolidation of the Pangea supercontinent.

The opening of the Atlantic Ocean marked the fission of Pangea, with a new basin-forming tectonic process developing at the eastern margin of the Platform. Sedimentation changed to a great extent, from the wide open depositional environment in the interior of the continent to the different environments at the continental margins (e.g. from proto-oceanic phases to the marine phase). Tholeiitic lava flows, sills and basic intrusions concentrated within the domains of Paleozoic synclises and along the continental margin. Alkaline and peralkaline magmatism (mafic and felsic rocks with associated carbonatites) was in part coeval with the main phase of basaltic magmatism (133-120 Ma), and in part succeeded it in the Cretaceous. Kimberlitic intrusions are also part of this late Mesozoic magmatism.

Introdução ao conceito de Plataforma Sul-Americana

O conceito de Plataforma Sul-Americana corresponde à fração continental da placa homônima que permaneceu estável e funcionou como antepaís durante a evolução das faixas móveis do Caribe (norte) e Andina (a oeste), ao mesmo tempo em que se processavam a abertura e o desenvolvimento do Atlântico Sul, no Meso-Cenozóico. Anteriormente, esta massa litosférica já havia funcionado (numa composição maior,

compartilhando do supercontinente Gondwana) como zona cratônica para o desenvolvimento das orogenias do Paleozóico Inferior (Famatiniana/Caledoniana) e do Paleozóico Superior ao Eo-Triássico (Hercínico-Variscanas). Este comportamento cratônico foi relativo tanto para a margem ocidental andina como para a margem sul (La Ventana, “geossinclinal SAMFRAU”), esta como resultado da interação com o bloco/microplaca da Patagônia ali crescendo.

A fração litosférica continental estável em epígrafe foi parcela (ao longo do Paleozóico) de uma massa continental

bem mais extensa – o supercontinente Gondwana Ocidental – de consolidação entre o final do Neoproterozóico e o Eo-Ordoviciano. Por conseguinte, esta plataforma é formalmente epi-Brasiliana, em relação à sua estruturação básica e ao último ciclo orogenético importante do embasamento, e sinandina, no tocante ao conceito de estabilidade relativa. Ainda, deve ser reiterada a característica de entidade pós-Maastrichtiana, quanto ao tempo de sua individualização completa (separação do continente africano) como entidade tectônica aqui ensejada.

A massa litosférica originária de Gondwana, agora segmentada, foi, por um lado, sucessivamente acrescida perifericamente (a norte, oeste e sul) pelas orogenias paleozóicas e meso-cenozóicas, além de alguns terrenos de diversas naturezas de proveniência do Pacífico, com elas “docados” e arranjados no âmbito das cordilheiras andinas por eventos microcolisionais e transformantes. Por outro lado,

a partir da parte média do Triássico, após co-participar do auge de extensão da aglutinação de massas continentais sobre o globo (o chamado supercontinente “Pangea”), iniciaram-se os processos de fissão e passaram a ser desenvolvidos os tratos oceânicos (Caribenho, Atlântico Central e Atlântico Meridional e Atlântico Equatorial, na ordem de desenvolvimento no tempo) que vieram a coalescer totalmente no final do Cretáceo e que consubstanciaram o notável panorama de margem continental dita “passiva” ou “Atlântica”, tornando-se entidade topônima.

O Brasil ocupa a parte principal (>75%) dessa plataforma fanerozóica, compartilhando-a ao norte com a Colômbia, Venezuela (de forma parcial), Guiana, Suriname e Guiana Francesa. Parte do território boliviano está incluída na porção mais ocidental desta plataforma, e ao sul o Paraguai, Uruguai (inteiramente incluído) e parte central e norte da Argentina (ao norte do Rio Colorado), também estão incluídos nesta

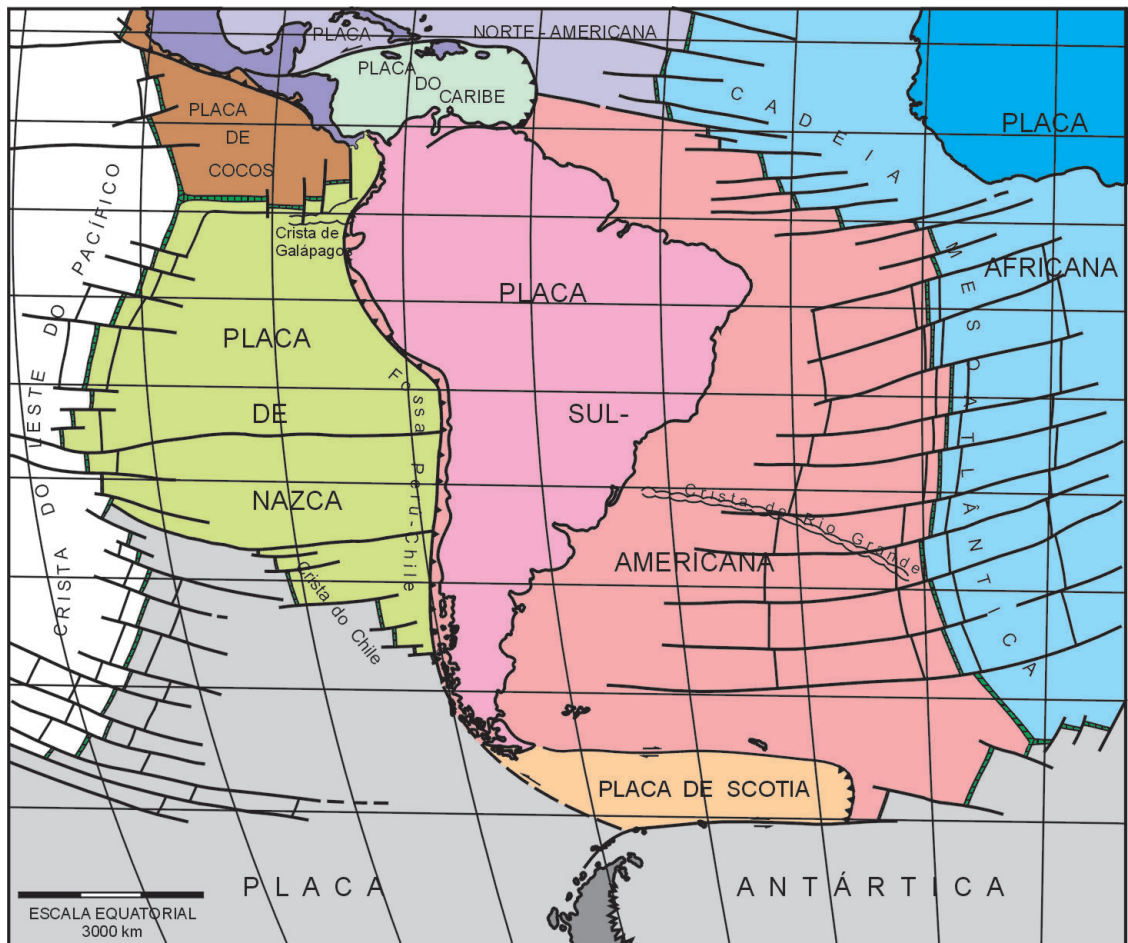


Figura I.1 – A placa Sul-Americana no contexto global: porção continental (América do Sul), porção oceânica (Atlântico Sul). Ao norte, a placa do Caribe; a oeste, as placas de Cocos, Nazca e Antártica; ao sul, a placa de Scotia; na extremidade oriental, a cadeia mesoceanica (modificado de Condie, 1989)

Figure I.1 – The South-American Plate in the global context: continental area (South America Oceanic area). To the North, the Caribbean Plate; to the West, the Cocos, Nazca and Antarctic plates; to the South the Scotia Plate; to the East the Mid-Atlantic Ridge (modified from Condie, 1989)

unidade tectônica. O limite da plataforma com as faixas móveis fanerozóicas é em grande parte convencional e geralmente está encoberto por depósitos modernos (a “dala cisandina”). Nesse domínio formaram-se as bacias subandinas de antepaís durante o Neocenozóico, estendendo-se desde a Venezuela até o sul da Argentina.

A configuração cenozóica a que se chegou hoje, a nível de litosfera no contexto global, está esquematizada na Fig.

I.1, podendo ser vista a Placa Sul-Americana, em suas frações oceânica (Atlântico Sul) e continental (Continente Sul-Americano, parte estável e partes instáveis) e seus limites/zonas de interação. Ao norte, a placa oceânica do Caribe (intersecção por transformância e subducção B); a oeste, a Fossa Peru–Chile (intersecção majoritária por subducção B) que conduz presentemente para a subducção as placas oceânicas de Cocos, Nazca e Antártica e as cristas meso-



Figura I.2 – A porção continental da placa Sul-Americana – o continente Sul-Americano –, destacando a área estável fanerozóica, a Plataforma Sul-Americana e as áreas instáveis dos Andes (Caribenhos, Setentrionais, Centrais e Meridionais) e do bloco da Patagônia (modificado de Almeida *et al.* 1976)

Figure I.2 – The continental area of the South-American plate – the South-American continent –, with emphasis on the Phanerozoic stable area, the South-American Platform, the Andean unstable areas (Caribbean, Northern, Central and Southern Andes) and the Patagonian block (modified after Almeida *et al.* 1976)

oceânicas de Galápagos e do Chile que as separam; ao sul, a placa oceânica de Scotia (interseção por transformância e subdução B).

A cadeia andina *s. l.* (Sistema Montanhoso do Caribe + Andes Setentrionais + Andes Centrais + Andes Meridionais) juntamente com o bloco da Patagônia constituem a contraparte instável (áreas móveis, não-plataformais) do continente. O bloco da Patagônia consiste de uma microlapa litosférica acoplada (por colisão e transformância, no Ciclo Hercínico) ao sul da Plataforma Sul-Americana, que se caracterizou sempre por atuação como área instável (não-plataformal), palco de repetidas regenerações tectônicas.

O embasamento da fração continental estável – a Plataforma Sul-Americana – se expõe de forma mais ou menos contínua na sua porção norte – Escudo das Guianas – e na parte centro-ocidental do Brasil e parte da Bolívia – Escudo Brasil Central. Há exposições do embasamento cingindo toda a margem atlântica, como conseqüência dos processos termotectônicos (incluindo soerguimentos) deflagrados pela deriva pós-Triássica, do noroeste do Ceará ao estuário do Rio de La Plata, já no Uruguai e Argentina – o que recebe a designação de “Escudo Atlântico”. As demais exposições do embasamento são isoladas, de dimensões modestas, por injunções termotectônicas e vigor erosional locais, emergindo do contexto de coberturas, não cabendo a designação como áreas de escudos, mas tão-somente de “maciços” (*e.g.* Rio Apa, Rivera, Uruguai–Rio Grande do Sul, Maciço Central de Goiás, etc.) (Fig. 1.2).

O histórico de coberturas da plataforma é muito rico e variado, com registros litoestruturais de vários estágios (\pm 12) tectonossedimentares importantes, do Arqueano (1), do Proterozóico (5), da passagem Proterozóico/Fanerozóico (1) e do Fanerozóico (5). Estes últimos, constituídos de coberturas praticamente não dobradas, são capítulos essenciais (ainda que também não necessariamente exclusivos) da história da plataforma, como ela foi definida. Já os estágios tectonossedimentares pré-Fanerozóicos retratam as várias composições supercontinentais (*vide* adiante) que esta plataforma compartilhou, e uma síntese sobre eles (Brito Neves, 2002) tem implicações com coberturas atualmente dispersas em vários continentes dos dois hemisférios, e dificilmente será consensual.

O acervo de coberturas/seqüências sedimentares plataformais se iniciou no “estágio de transição” (Almeida, 1969) de faixas móveis brasileiras para a área estável (Plataforma Sul-Americana), epílogo do Ciclo Brasileiro (do Neoproterozóico III ao Eo-Ordoviciano). Após esta passagem de condições tectônicas, cerca de quatro outros estágios (pós-Cambriano) são identificados e serão considerados, o último dos quais em franco desenvolvimento. O estágio atual, em franco desenvolvimento, iniciado no Cretáceo Superior, apresenta registros de coberturas contemplando tanto o interior do continente (fase de ajustes intraplaca), como a margem

continental como um todo.

Por motivos expositivos e com o devido respaldo na presente distribuição dos contingentes litoestruturais e cronoestratigráficos, no contexto da plataforma (Almeida *et al.* 1977; Almeida *et al.* 1981), reconheceram-se dez províncias estruturais: i) três relativas ao núcleos cratônicos mais antigos (Arqueano-Proterozóico); ii) três relacionadas aos sistemas orogênicos do Brasileiro (há uma quarta província em iguais circunstâncias, a Pampeana, situada no noroeste argentino); iii) três relativas às grandes sinéclises paleozóicas; iv) a última e mais jovem província, que concerne ao registro litoestrutural e estratigráfico do desenvolvimento da margem continental atlântica. Este tema será retomado mais à frente, no momento oportuno. O Brasil é atualmente dividido pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM em 15 províncias. Acrescenta-se aqui ainda uma décima sexta província representada pela Planície Costeira e pela Margem Continental, a qual não é representada no mapa de províncias adotado neste livro (*vide* Prolegômenos e descrição no presente capítulo).

Uma história de fusões supercontinentais do Proterozóico e Fanerozóico e o Continente Sul-Americano

Embasamento (Atlântica, Colúmbia, Rodínia, Gondwana)

A Plataforma Sul-Americana tem composição complexa e variada, cuja esquematização atual está retratando história policíclica de seu embasamento, do Paleoarqueano (*ca.* 3,5 Ga) ao Eo-Ordoviciano (*ca.* 0,50–0,48 Ga), onde estão registradas litologias, estruturas e outras feições importantes de grandes colagens orogênicas de caráter mundial-potenciais condicionadoras da fusão/aglutinação de supercontinentes – e dos eventos de tafrogênese e fissão subseqüentes a todas elas. Do Ordoviciano aos nossos dias, foram desenvolvidos os estágios das coberturas intrinsecamente fanerozóicos, enquanto esta plataforma protagonizava parte de uma história supercontinental – capítulos de Gondwana a Pangea – e a sua posterior individualização.

No território brasileiro, estes magno-eventos de passadas interações e fusões apresentam bom nível de preservação, cujos registros podem ser encontrados ao longo do Proterozóico e no Fanerozóico, a saber:

- i) na parte média do Paleoproterozóico (“Transamazônica”-Eburneana) – fusão do Supercontinente Atlântica, de Rogers (1996) em seqüências de dois estágios sucessivos (Riaciano e Orosiriano) de colagens orogênicas (Fig. 1.3).

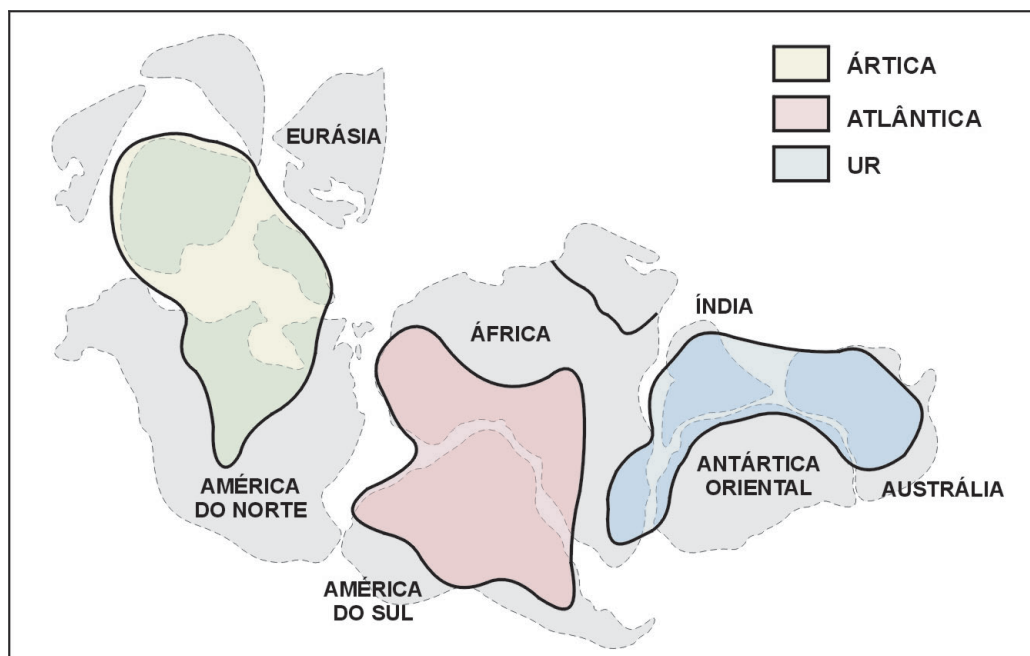


Figura 1.3 – Os possíveis primeiros supercontinentes formados ao fecho dos sistemas orogênicos riacianos e orosirianos, consoante Rogers (1996). Grande parte da atual Plataforma Sul-Americana partilhava da porção ocidental do Supercontinente Atlântica

Figure 1.3 – The possible first supercontinents established during the closing of rhyacian and orosirian orogenic systems, after Rogers (1996). Most of the present South-American Platform was a part of the Western portion of the Atlantica Supercontinent

- ii) no final do Paleoproterozóico e início do Mesoproterozóico (Rio Negro-Juruena) – fusão do Supercontinente Colúmbia, de Rogers e Santosh (2002) (Fig. 1.4).
- iii) no final do Mesoproterozóico (fecho das orogêneses Grenvillianas e coetâneas) – fusão do Supercontinente Rodínia, de Hoffman (1991), em versão primeira (Fig. 1.5).
- iv) na passagem Neoproterozóico-Fanerozóico (colagem Brasileiro-Panafricana) – fusão do Supercontinente Gondwana-Pannotia (Fig. 1.6 e 1.7).
- v) na parte inferior do Triássico (ca. 230 Ma), fusão de Pangea (vários autores, e.g. Veevers, 1989), cujos processos diacrônicos de fissão estão em desenvolvimento no presente (formação e expansão do Atlântico, Índico e tratos oceânicos conexos, e o conseqüente fechamento do Tethys; Fig. 1.8).

Em geral, cada fenômeno de fusão foi seguido por fenômenos de tafrogênese e fissão da mesma ordem de magnitude.

Em resumo, a visão e o contexto do continente hoje configurados, do ponto de vista da Tectônica Global, são a soma algébrica positiva dos diversos processos de fusão (aglutinação de massas continentais) e fissão (dispersão, rifteamento e deriva de massas continentais) ao longo dos eons Proterozóico e Fanerozóico. A América do Sul como continente é um fato geológico que começou a se configurar

ao final do Cretáceo, e toda sua história geológica anterior foi compartilhada com outras massas litosféricas no bojo dos supercontinentes acima discriminados. Mesmo que nenhum destes supercontinentes possa ser ainda considerado consensual, em forma, dimensões, conteúdo, histórico e cronologia de aglutinação e fissão, a história da Plataforma Sul-Americana tem de passar pela consideração da história destas superaglutinações continentais e de suas posteriores dispersões.

Por um lado, o nível do conhecimento e de certa forma a intensidade do dissenso acerca destes supercontinentes cresce com o recuo no tempo geológico. Por outro lado, o histórico da evolução geológica e tectônica da Plataforma Sul-Americana estará sempre condicionado ao nível e à qualidade deste conhecimento, não havendo escapatória científica a este debate e a esta investigação.

Acerca da história de Pangea (incluindo o Panthalassa, o superoceano que o circunscreveu inteiramente) aglutinado na parte inferior do Triássico, estão provavelmente as controvérsias de menor monta, nos detalhes e nos arranjos dos fragmentos litosféricos menores envolvidos – muitos deles em fase de identificação ainda.

Sobre o Gondwana, há muitos problemas na ordem do dia, por falta de conhecimento geológico e tectônico básicos e controvérsias sobre a interpretação dos esparsos dados paleomagnéticos. Há divergências de hipóteses sobre forma, dimensões, composição e arranjo, havendo autores que separam decididamente o Gondwana Ocidental do Gondwana

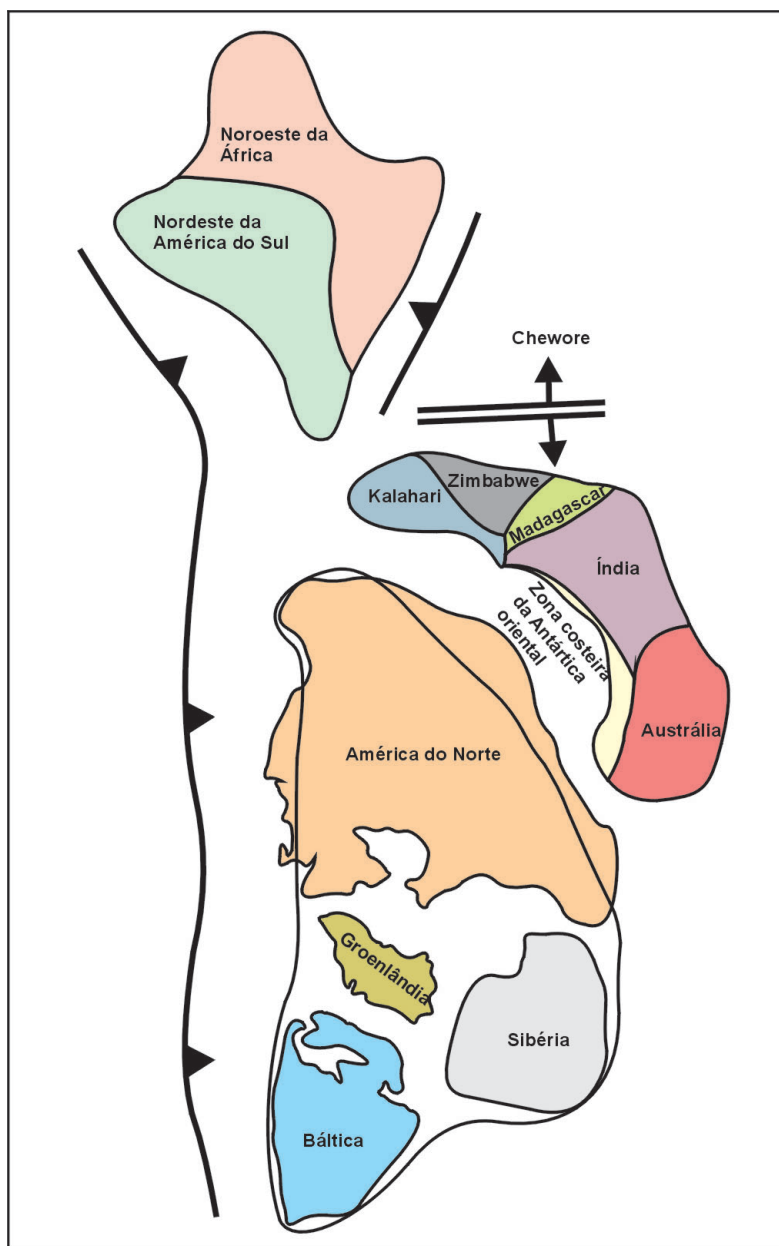


Figura 1.4 – O Supercontinente Colúmbia na configuração de Rogers e Santosh (2002), no início do Mesoproterozóico. A parte nor-nordeste da América do Sul (Pré-Brasiliana) provavelmente compartilhou deste supercontinente que reuniu vários homólogos dos continentes setentrionais

Figure 1.4 – The Columbia Supercontinent after Rogers & Santosh (2002). The North-Northeastern part of South-America (Pre-Brasiliano) was probably part of this supercontinent which assembled various homologous of the Northern continents

Oriental (Antártica+Índia+Austrália). Alguns autores sugerem uma composição bem mais arrojada, com Laurentia aglutinada a oeste de Gondwana (a chamada “SWEAT Connection”, de Moores, 1991, de muitos seguidores e variantes), formando assim uma supermassa continental alocada inteiramente no hemisfério sul, o “Pannotia”, como designado por Stump (1987).

Com relação à Rodínia (hipótese originária de Hoffman, 1991), pode-se dizer simplesmente que representou o debate da última década do século passado, uma hipótese avassaladora e de muitos adeptos, havendo disponível um substancial acervo bibliográfico, e, também, um simpósio específico (Perth, Austrália, 2001) que mostrou o estado da

arte sobre o tema (na verdade, estágio de fluxo). Presentemente, há um *International Geological Correlation Program* da IUGS/UNESCO (IGCP 440) em andamento sobre o tema e uma proposta de cartografia geotectônica para este supercontinente, que a maioria incontestemente dos geotectonistas acredita ter sido aglutinado (circundado por um superoceano, o Miróvia). Várias reconstituições “novas” de Rodínia têm circulado em revistas internacionais, devendo aqui ser ressaltadas a discussão e a proposta mais recente de Powell *et al.* (2001) e de Wingate *et al.* (2001) (AUSMEX – nova reconstituição de Rodínia), ambos do Simpósio de Perth (Fig. 1.5).

Cumprir registrar, no entanto, que todas as reconstituições de Rodínia até agora publicadas ou propostas não refletem o

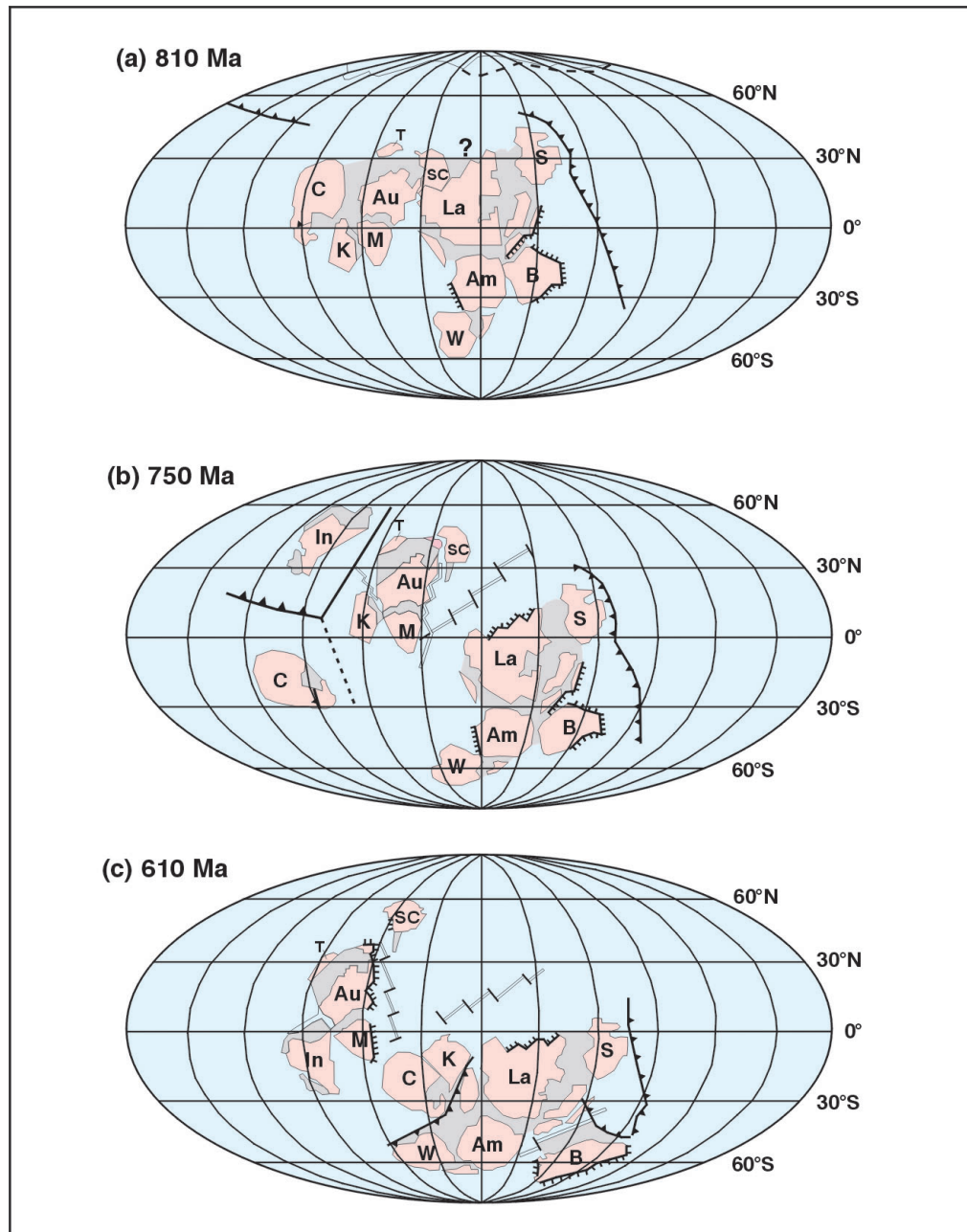


Figura 1.5 – De Rodínia a Gondwana. Sequência de configurações paleogeográficas proposta por Powell *et al.* (2001). Paleogeografia global com base em dados paleomagnéticos e rotação dos pólos: (a) ~810 Ma (Toniano), no início da fissão de Rodínia; (b) ~750 Ma (parte média do Criogeniano), depois do início da fissão de Rodínia e (c) ~610 Ma (Neoproterozóico III, parte inferior), depois que a Índia agregou-se em sua posição oriental do Gondwana e o oceano Brasilídes fechou fundindo Congo e São Francisco e possivelmente Kalahari com os crátons Amazónia e Rio de La Plata.

C = Congo; K = Kalahari; T = Tarim; Au = Austrália; SC = Sul da China; M = Cráton Mawson (Antártica); La = Laurentia; S = Sibéria; Am = Amazónia; W = África Ocidental; B = Báltica; In = Índia. Rio de La Plata não está especificamente marcado. Em (a) Índia está no pólo norte

Figure 1.5 – From Rodinia to Gondwana. Sequence of palaeogeographic configurations proposed by Powell *et al.* (2001). Global palaeogeography according to palaeomagnetic data and rotation of poles: (a) ~810 Ma (Tonian), at the beginning of the Rodinia breakup; (b) ~750 Ma (middle part of Cryogenian), after Rodinia had begun to break up; (c) ~610 Ma (lower part of Neoproterozoic III), after India was assembled in its eastern Gondwanaland position, and the Brazilide ocean had closed merging Congo-São Francisco, and possibly Kalahari, with Amazonia and Rio de la Plata.

C = Congo; K = Kalahari; T = Tarim; Au = Australia; SC = South China; M = Craton Mawson (Antártica); La = Laurentia; S = Siberia; Am = Amazonia; W = África West; B = Baltic; In = India. Rio de la Plata is not specifically indicated. India is at the North Pole in (a)

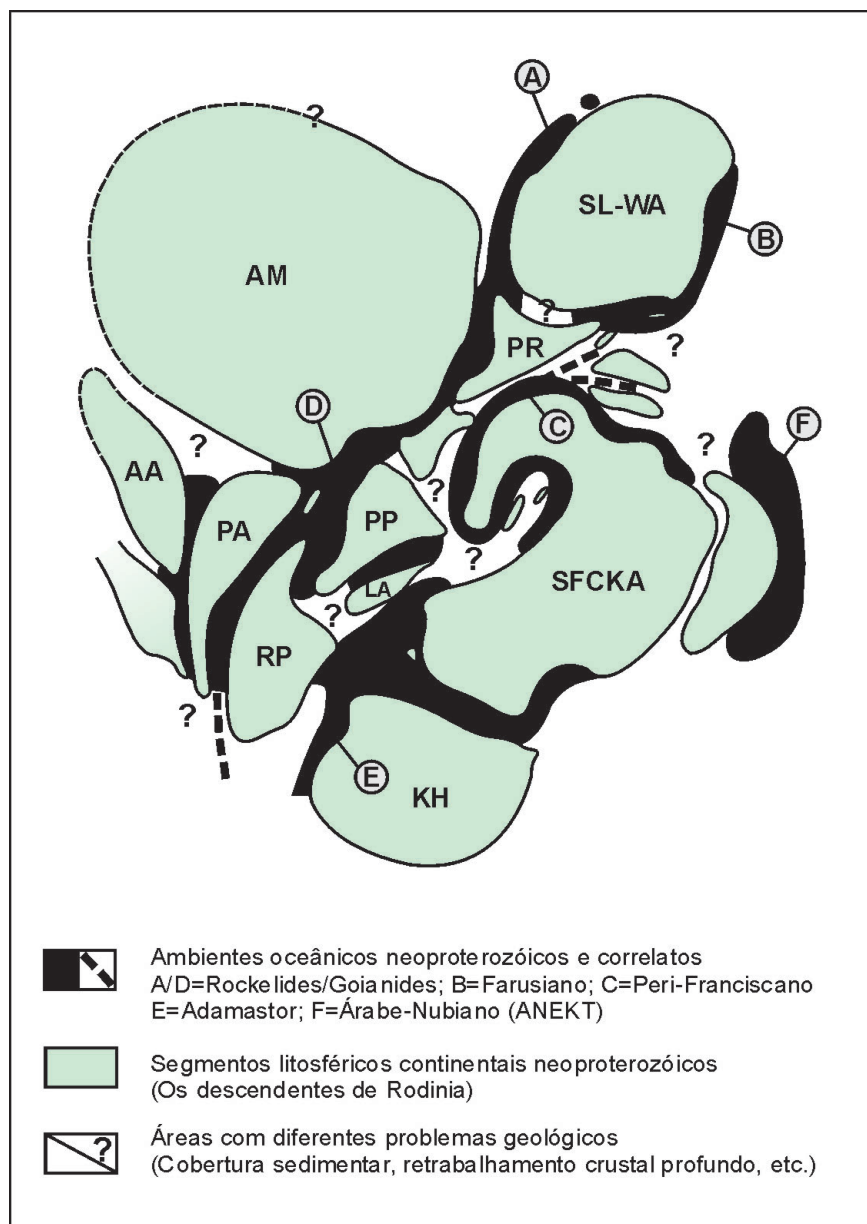


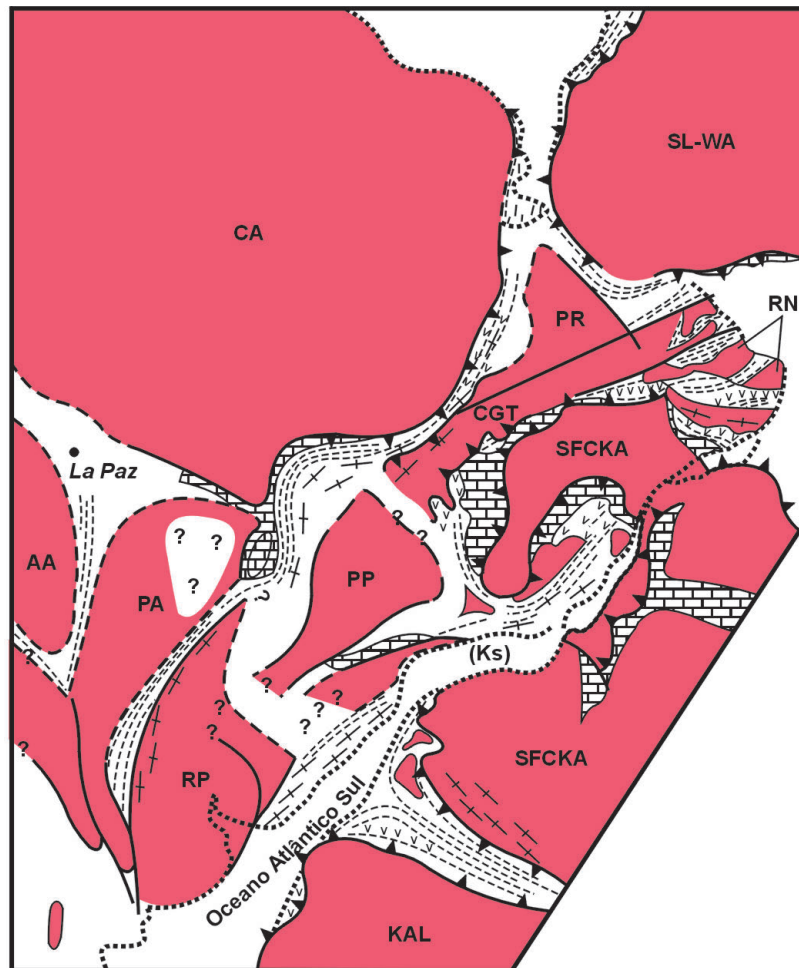
Figura 1.6 – Esboço de cenário paleogeográfico do Neoproterozóico, precedendo as principais orogêneses. Com base em dados de vestígios ofiolíticos, margens continentais passivas e arcos magmáticos. Em cor verde, os segmentos continentais descendentes de Rodínia (placas, microplacas, microcontinentes, terrenos): AM = Amazônia; SL-WA = São Luís-África; PR = Parnaíba; SFCKA = São Francisco-Congo-Kasai-Angola; KH = Kalahari; PP = Paranapanema; LA = Luís Alves-Serra Negra; RP = Rio de La Plata; PA = Pâmnia; AA = Arequipa-Antofalla. Em preto, as principais bacias oceânicas e os diversos braços de oceanos: A/D – Rockelides-Goianides; B = Farusiano; C = Perifranciscano; E = Adamastor; F = Árabe-Nubiano ou ANEKT. Segundo Brito Neves (1999)

Figure 1.6 – Sketch diagram for the palaeogeographic scenery of the Neoproterozoic preceding the main orogeneses. Based on ophiolitic remnants, passive continental margins and magmatic archs. Main continental segments descendents of Rodínia in green (plates, microplates, microcontinentes, terranes): AM = Amazonia; SL-WA = São Luís-West Africa Ocidental; PR = Parnaíba; SFCKA = São Francisco-Congo-Kasai-Angola; KH = Kalahari; PP = Paranapanema; LA = Luís Alves-Serra Negra; RP = Rio de La Plata; PA = Pâmnia; AA = Arequipa-Antofalla. Main oceanic basins and connected realms in black: A/D –Rockelides-Goianides; B = Pharusian; C = Peri-franciscan; E = Adamastor; F = Arabian-Nubian or ANEKT. After Brito Neves (1999)

nível de conhecimento que já se possui da geologia pré-cambriana da parcela sul-americana. O desconhecimento publicado consiste na relação das faixas móveis mesoproterozóicas, no número e nas dimensões dos blocos litosféricos descendentes de Rodínia (que nos dizem respeito direto), como na identificação e na discriminação dos tratos bacinais e oceânicos que teriam sido formados no Neoproterozóico, separando os descendentes de Rodínia, afora outras disparidades relativas ao tempo geológico.

Em todos os estágios do tempo geológico considerados, o referencial de supercontinente se faz necessário para compreender a geologia da América do Sul, incluindo-se nesta dependência o estudo das tramas de tratos oceânicos, sua subducção e as demais interações de paleoplacas acontecidas.

A sobreposição e a supremacia da fusão da Gondwana em todo o arcabouço geotectônico do embasamento do continente, e, principalmente, de sua fração plataformal (de área estável), é fato concreto e substancial. Como decorrência, as estruturas do embasamento da plataforma são costumeiramente classificadas e descritas, tendo a colagem orogênica então ocorrida, como referencial, ou seja: estruturas pré-brasilianas (de certa forma poupadas pelos eventos tectogenéticos) e estruturas brasilianas. Por fim, deve-se ressaltar que se torna imprescindível para todos os geocientistas que lidam com a América do Sul buscar na África uma complementação do conhecimento (de toda a estruturação geológica aqui observada).



LEGENDA

| | |
|--|--|
| <p> Blocos Neoproterozóicos (placas, microplacas, microcontinentes, terrenos)</p> <p>..... Linhas de costa atuais</p> <p>————— Zonas de cisalhamento, falhas maiores</p> <p>▲▲▲▲ Zonas de empurrão</p> | <p>FAIXAS DOBRADAS NEOPROTEROZÓICAS (BRASILIANO) E ASSOCIAÇÕES DE ROCHAS</p> <p> Faixas marginais QPC</p> <p> Faixas vulcanos-sedimentares, BVAC, Greenstone > QPC</p> <p> Restos ofiolíticos</p> <p> Arcos magmáticos</p> <p> Áreas cobertas e desconhecidas</p> |
|--|--|

Figura 1.7 – Esboço de cenário paleogeográfico do fecho do Ciclo Brasiliano-Pan Africano, mostrando os principais segmentos colidentes (placas, microplacas, terrenos) e os principais tipos de faixas móveis gerados: QPC = faixas marginais a quartzito-pelito-carbonato; faixas vulcanossedimentares ou interiores + BVAC (vulcânicas bi-modais, arcóseas, conglomerados) e *greenstone* (predomínio de vulcânicas tholeiíticas sobre sedimentos imaturos) e remanescentes de fundo oceânico. Fonte: Almeida *et al.* 2000

SL-WA = São Luís; West Africa; CA = Amazonas; PR = Parnaíba; RN = Rio Grande do Norte; CGT = Central Goiás Tocantins; SFCKA = São Francisco-Congo-Angola; PP = Paranapanema; KS = Separação do cretáceo superior; KAL = Kalahari; RP = Rio de La Prata; PA = Pampia; AA = Arequipa

Figure 1.7 – Sketch diagram for the palaeogeographic scenery of the closing of the Brasiliano-Panafrican Cycle, showing the main collisional segments (plates, microplates, terranes) and the main types of mobile belts formed: QPC = quartzite-pelite-carbonate marginal belts; volcano-sedimentary or interior belts + BVAC (bimodal volcanics, arkoses, conglomerates) and greenstone (predominance of tholeiitic volcanics over immature sediments), and oceanic floor remnants. After Almeida *et al.* 2000

SL-WA = São Luís; West Africa; CA = Amazonas; PR = Parnaíba; RN = Rio Grande do Norte; CGT = Central Goiás Tocantins; SFCKA = São Francisco-Congo-Angola; PP = Paranapanema; KS = upper cretaceous break-up; KAL = Kalahari; RP = Rio de La Prata; PA = Pampia; AA = Arequipa

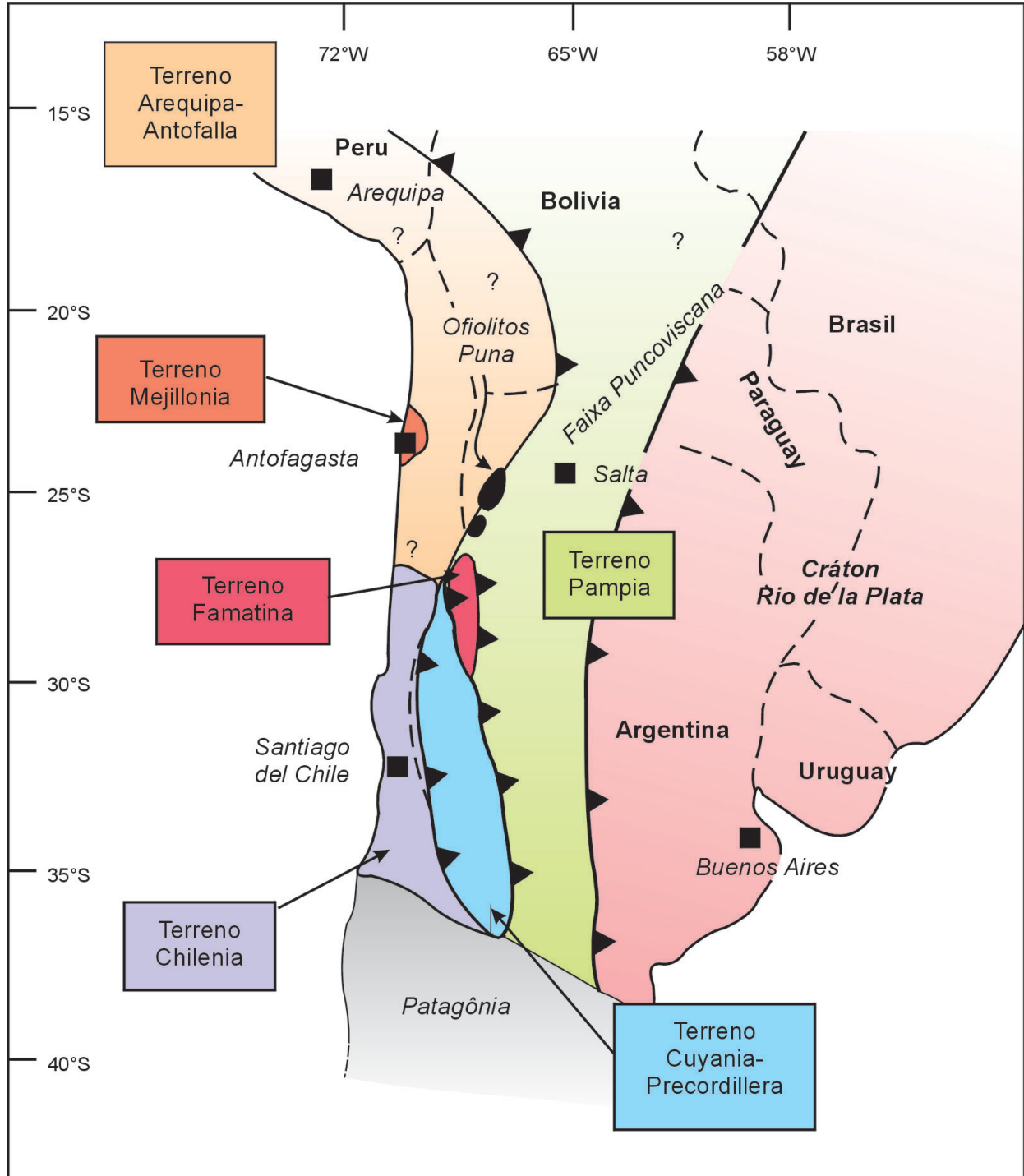


Figura 1.8 – Os principais terrenos docados a oeste e a sul do continente sul-americano durante as orogenias fanerozóicas. Modificado de Ramos (1988) e Bahlburg e Hervé (1997), mostrando a possível composição da margem pacífica do Gondwana

Figure 1.8 – The main terranes docked at the West and South of the South-American continent during the phanerozoic orogenies, showing the possible makeup of the Pacific margin of Gondwana. Modified after Ramos (1988) and Bahlburg and Hervé (1997)

Coberturas Dobradas e Não-Dobradas (Fanerozóicas)

a) As coberturas sedimentares e vulcanossedimentares (associadas ou não com plutonismo anorogênico de interior de continente) do Arqueano e do Proterozóico têm notável representação no Brasil. Em parte, os crátons sinbrasilianos (Amazonas, São Francisco) guardam a maior exposição mundial de unidades moderadamente deformadas dos tempos pré-ordovicianos e parcialmente preservadas (de suas extensões originais) dos eventos orogênicos e erosionais, especialmente do Paleoproterozóico Superior e Mesoproterozóico. Como já mencionado, essas coberturas têm constituído indicadores excelentes das aglutinações supercontinentais do passado, sobre as quais foram depositadas. Retroagindo no tempo, tem sido possível distinguir unidades de cobertura moderadamente deformadas, incluindo do Arqueano, sobre frações litosféricas microcontinentais (e.g. formações Rio Fresco e Águas Claras, Grão Pará; Fig. 1.12), que rápida e circunstancialmente foram amalgamadas em outras construções estáveis do Paleoproterozóico.

No Paleoproterozóico tem sido possível distinguir diversos estágios relacionados com a cobertura do supercontinente Atlântica, antes, durante e depois da formação extensiva do LIP (*large igneous province*) de Uatumã, que atingiu extensão territorial acima de 1.500.000 km². Eventos tectonossedimentares semelhantes antecederam (desde a tafrogênese do Estateriano) e sucederam Colúmbia, permitindo o desenvolvimento de vários estágios de cobertura (Brito Neves, 2002), do Mesoproterozóico e Paleoproterozóico Superior, podendo-se destacar aqui como exemplos o Grupo Chapada Diamantina (Fig. 1.15) na Bahia e o Supergrupo Serra do Espinhaço em Minas Gerais e na Bahia (Fig. 1.14). O mesmo pode ser dito com relação à Rodínia, sendo particularmente notáveis as coberturas das formações Palmeiral e Dardanelos, no oeste da Amazônia, considerados o mais inequívoco registro da sobreposição a essa grande massa continental articulada no final do Mesoproterozóico.

No Neoproterozóico, sobre os descendentes da fragmentação de Rodínia há registros litoestratigráficos muito especiais, do desenvolvimento das glaciações Sturtiana e Vendiana, que foram sucedidas por espessas seqüências pelítico-carbonáticas, do centro-oeste do Brasil à Argentina. Estes depósitos que estão resguardados em depressões de antepaís e mesmo no remoto interior dos fragmentos litosféricos descendentes de Rodínia guardam relação litoestratigráfica estreita (e continuidade flagrante) com as supracrustais das faixas brasileiras circunvizinhas.

Para esse cortejo de muitas coberturas moderadamente dobradas (sintetizado em doze grandes estágios, Brito Neves, 2002), o conhecimento litoestratigráfico é reconhecidamente muito elementar ainda, carente de várias vertentes de pesquisa. As condições de tectônica formadora e deformadora variaram bastante e são igualmente pouco conhecidas. A deformação caracteristicamente descontínua está em geral associada com basculamentos ligados a fragmentações dos supercontinentes (deformação extensional), falhas transcorrentes, plutonismo anorogênico e com vetores deformacionais (compressionais ou transcorrentes) intracratônicos e oriundos das faixas móveis mais próximas. Deste último caso de deformação – dita “ativação reflexa” – ligada com faixas móveis contíguas, os domínios de antepaís na periferia dos crátons sinbrasilianos (grupos Chapada Diamantina, Bambuí, Una, Corumbá e Alto Paraguai (Fig. 1.16), etc.) apresentam feições e exemplos estruturais dos mais belos do mundo.

b) Os estágios da cobertura dita “não-dobrada” da plataforma começaram a se desenvolver nos eventos terminais do Ciclo Brasileiro, do final do Neoproterozóico III ao Cambriano (Seqüência Alfa, na designação de Soares *et al.*, 1974), em antifossas e intrafossas molássicas e outras bacias rupturais da extrusão tectônica, principalmente caracterizados pela preservação de depósitos sedimentares imaturos e vários outros produtos vulcanossedimentares. Estes depósitos estão na verdade associados à fase de articulação e consecução da esquematização geográfico-geológica finais de Gondwana. Do noroeste do Ceará ao Rio Grande do Sul (e Uruguai) ocorrem estes depósitos, preservados em pequenas bacias (formações Jaibaras, Palmares, Piranhas, etc.; Fig. 1.17), por injunções tectônicas e geomórficas locais, sendo apelidados de “bacias cambro-ordovicianas” e/ou “bacias molássicas”, o que merece e terá comentários adicionais. Somente no substrato das sinéclises paleozóicas, ou próximos de, estes depósitos apresentam possanças e extensão bastante significativas. Do Ordoviciano ao Mesozóico, grandes seqüências sedimentares cratônicas se estabeleceram sobre o Gondwana, com contribuição marcante de invasões marinhas de proveniência ocidental (paleo-Pacífico), de extensividade decrescente com o tempo (seqüências Beta e Gama) e depósitos continentais (“Seqüência Delta”) que marcam a passagem progressiva de condições frias a glaciais para ambientes desérticos expressivos, do Paleozóico para o Mesozóico. Essas seqüências paleozóicas (Beta e Gama) e paleo-mesozóicas (Delta) contam com unidades estratigráficas na maioria das sinéclises e riftes fanerozóicos e estão separadas por desconformidades de caráter inter-regional. Nestas

seqüências está bem marcada a transição das condições climáticas, de frias a glaciais (Paleozóico) (Grupo Itararé, *e.g.* Fig. I.17) para quentes e desérticas (Triássico, Jurássico Inferior) (Formação Botucatu, *e.g.* Fig. I.18). Unidades litoestratigráficas cronocorrelatas a estas seqüências se acham presentes nos orógenos do Paleozóico Inferior (Famatiniano) e Superior (Variscano/Hercínicos) da faixa andina e da faixa La Ventana (sul da plataforma). Com o fecho orogênico destas faixas móveis (e coevas de todo o globo) deu-se a consolidação de Pangea, e este foi um marco decisivo nos estágios evolutivos das coberturas da plataforma. A fase de sedimentação gondwânica foi encerrada no clímax da aglutinação de massas continentais da face da Terra. Durante os processos de abertura do Atlântico (pós-Pangea, fissão de Pangea), nova tectônica formadora de bacias assolou a plataforma, na margem oriental (privilegiando estruturas brasileiras, preferencialmente) e no contexto das sinéclises paleozóicas, com contribuição vulcanogênica importante e decrescente em importância com o tempo: “Seqüência Épsilon”. Subseqüentemente, dos processos de individualização do continente e da plataforma, concretizados em vários estágios – do Jurássico Superior/Neocretáceo para o Recente – a mais nova das seqüências sedimentares foi gradativamente sendo desenvolvida de forma ampla e variada (Seqüência Zeta), sendo que esta é a única exclusiva de nosso continente. Esta seqüência abrange os contingentes sedimentares decorrentes dos eventos de evolução geomórfica e de ajustamento geofísico do continente e da sua margem continental Atlântica. Nas maiores bacias sedimentares da plataforma (sinéclises, riftes interiores e costeiros) – onde estão preservadas as principais frações destas seqüências de cobertura – em suas formas, limites, extensões, eixos deposicionais, linhas de tectônica formadora e de deformação, etc., há forte componente de herança das estruturas brasileiras sotopostas (Brito Neves *et al.* 1984).

Ciclos Tectônicos e Evolução Crustal Pré-Ordoviciano

Considerações iniciais

A evolução do conhecimento geológico de forma geral e, mais especificamente, do continente, nas duas últimas décadas, demanda uma revisão drástica e um alargamento do conceito de ciclo tectônico. O desenvolvimento da Tectônica Global na

apreciação sistemática dos processos geológicos no tempo geológico é um fato alvissareiro trazido ao novo século. Na América do Sul pode-se constatar notável progresso, sem paralelo, nas diversas facetas desse desenvolvimento científico, em resposta aos muitos incentivos e investimentos (entre os quais, o de formação de pessoal) feitos nas últimas décadas, nas universidades e nas empresas estatais relacionadas com a geologia e a mineração.

O Ciclo de Wilson (Wilson, 1965, 1966) foi desenvolvido de certa forma para processos de abertura e fechamento de oceanos da forma mais singela, com paradigma local (Oceano Iapetus). A concepção moderna da existência episódica de supercontinentes (Murphy e Nance, 1992) e de superoceanos, de grande variedade de dimensões, forma, tipos crustais e litosféricos (notadamente as construções vulcânicas, sedimentares e orgânicas dos fundos oceânicos) requer uma visão mais abrangente e complexa (global) para a concepção do ciclo tectônico, passando pelo caráter nitidamente poli-histórico e multivariado das possibilidades de interação de placas. Muitas informações adicionais foram trazidas nos últimos anos, para enriquecer decisivamente as opções de interação de placas (*e.g.* Sengör, 1990) e para se procurar uma concepção/definição melhor para o ciclo tectônico.

A obliquidade das convergências (70% dos casos atuais), a raridade das margens retilíneas, a pluralidade natural de interagentes e protagonistas, a notável participação de agentes menores (microcontinentes, microplacas, platôs, cristas assísmicas, cristas meso-oceânicas, ilhas vulcânicas, construções organógenas, cones sedimentares, etc.), a riqueza de cenários das massas continentais e de fundos oceânicos de farta comprovação no presente, passaram a ser fatos a serem evocados para as reconstruções do passado. De forma que a interação simples (modelos originais de ciclos orogênicos de Dewey e Bird, 1970 e seguidores) pode ocorrer, mas excepcionalmente, de caráter local de um universo absolutamente mais complexo. É mais provável e tem sido comum a identificação de várias orogenias (interação simples/arranjadas em série ou em paralelo, ou mesmo ramificadas, associadas no tempo – colagem orogênica), que quase sempre levam a uma coalizão importante (fusão, aglutinação) de massas continentais ou supercontinentais.

Nos processos tectônicos em geral, os diversos tipos de interações estão sempre associadas, atuando em conjunto. A subducção (com microcolisões importantes inseridas), a colisão, e a transformância podem coexistir longitudinalmente; os eventos de subducção A e B são comuns (associados no espaço ou não) e a regeneração (ou “desratonização” como terminologia mais moderna) de áreas continentais antes consolidadas ocorrem com freqüência (associadas a eventos orogênicos próximos ou mesmo no interior dos continentes). É desta forma que estes eventos estão sendo testemunhados hoje, e é desta forma que devemos esperar que tenha acon-

tecido no passado geológico. De maneira geral, o simplismo como os processos são tratados e esquematizados nos livros-texto presta desserviço à realidade geológico-geotectônica.

Os dados isotópicos disponíveis são, de uma maneira geral, ainda muito poucos em relação à sua demanda e podem dar apenas uma idéia vaga dos principais eventos acrescionários e colisionais preexistentes. Torna-se necessário, portanto, recorrer às informações de outras massas continentais congêneres para suprir deficiências e buscar parâmetros. Mesmo porque questões não-esclarecidas no continente sul-americano podem ser esclarecidas na continuidade lateral do desenvolvimento da massa continental, em outro continente. Os dados geológicos e geocronológicos mostram que a evolução de um ciclo supercontinental, da abertura ao fechamento de superoceano, pode exceder 400 Ma (*vide* Murphy e Nance, 1992; Stern, 1994) para sua integralização, abrigando em sua complexidade vários “ciclos wilsonianos”, na forma simples como já mencionado de pequenos braços oceânicos e interações sub-paralelas. No Brasil esses fatos começam a ser gradativamente constatados e, reciprocamente, têm colaborado para melhor entendimento das faixas móveis proterozóicas. No entanto, há ainda um longo caminho a percorrer, na investigação científica para o equacionamento dos problemas vigentes.

A própria noção de América do Sul, atuando como entidade continental independente, só a partir do Cretáceo Superior, após de uma longa história de co-participação em massas supercontinentais do passado (desde meados do Paleoproterozóico), tem enfrentado descrenças e de certa forma foi tema relegado em muitas sínteses anteriores de evolução crustal.

Uma simples análise do mapa geológico do Brasil mostra de imediato uma subdivisão natural de dois amplos e distintos contextos geotectônicos: o domínio nor-noroeste (Amazônia) e o domínio centro-oriental, separados pelo lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.*, 1975), de Sobral–CE ao Pantanal Mato-grossense. Estes são contextos geotectônicos diferentes quanto a composição, organização e história de sua origem e carecem de discussão em separado da evolução crustal.

O domínio nor-noroeste ou amazônico apresenta uma notável ordenação subparalela de nordeste para sudoeste (do Pará-Amapá para a Bolívia), de seus domínios petrotectônicos consoante o tempo geológico, numa ordenação da quelogênese (do Arqueano ao Mesoproterozóico Superior). Esta ordenação e seus ciclos de evolução têm homologia e referencial de correlação com as massas continentais do hemisfério norte. Trata-se de um amplo domínio nitidamente *Pré-Brasiliano*.

O domínio centro-oriental mostra organização e composição bem mais complexas, com um mosaico de vários núcleos cratônicos menores (do Arqueano e Paleoproterozóico) sistematicamente circundados periféricamente por faixas

móveis neoproterozóicas, as quais impingiram importante retrabalhamento orogênico às bordas destes crátons e a quase totalidade de outros fragmentos antigos menores (“*basement inliers*”/“maciços”) de mesma natureza e procedência dos crátons. O Ciclo Brasileiro teve o auge de seu desenvolvimento nesta porção centro-oriental e o referencial de correlação está na África e em outras massas continentais no hemisfério sul. Trata-se de um domínio característico do *Brasiliano*.

O reconhecimento de províncias estruturais brasileiras, a ser tratado adiante, segue essa segmentação natural que é inevitável, em se tratando de Brasil.

Ciclos Orogenéticos (e tafrogenéticos) do Arqueano e Paleoproterozóico

Os núcleos do Arqueano expostos em nosso continente apresentam atualmente expressões geográfico-geológicas modestas, sendo remanescentes de extensões pré-Proterozóicas bem maiores. Esses núcleos apresentam-se dispersos e em sua maioria estão envolvidos em tramas de colagens paleoproterozóicas, como será visto. Adicionalmente, tem-se a considerar extensas áreas de coberturas (por todo Proterozóico e Fanerozóico) e outras do embasamento de faixas móveis proterozóicas, onde outras ocorrências de Arqueano são possíveis e há algumas indicações isotópicas seguras neste sentido.

Os dados geocronológicos são escassos ainda nas áreas conhecidas de exposição de terrenos arqueanos, de forma que o conhecimento dos passos da acreção crustal do Arqueano fica comprometido. Não há registros de dados para o Eoarqueano no continente, a não ser em cristais de zircão detríticos. Para o Paleoarqueano (3,6–3,2 Ga) há alguns dados locais, esparsos, em rochas de alto grau do embasamento, sendo os valores mais antigos aqueles do Maciço S. José do Campestre (Rio Grande do Norte, Dantas *et al.*, 1997) e da porção sul do Cráton São Francisco (Nutman e Cordani, 1993), na ordem de 3,4–3,45 Ga. Terrenos do Mesoarqueano (3,2–2,8 Ga) têm sido registrados com certa frequência em várias partes do continente, apresentando tipologias de alto e, inclusive, de baixo grau (*greenstones* mais antigos conhecidos no País), como na porção mais oriental do Cráton Amazonas (bloco Carajás), no Cráton São Francisco (toda a porção meridional, e outras ocorrências pontuais na parte central e setentrional) e nos “maciços sinbrasilianos” (porções/frações do embasamento pré-Neoproterozóico no interior das faixas móveis brasileiras).

Para o Paleoarqueano e Mesoarqueano, trata-se de uma distribuição esparsa de dados geológicos e geocronológicos, ainda sem massa crítica de valores para discriminação e formalização de ciclos tectônicos, o que certamente virá com o progresso das investigações.

Já no Neo-arqueano (2,8–2,5 Ga), a presença de terrenos de alto grau (ortognaisses diversos e TTG, gnaisses granulíticos e gnaissico-migmatíticos, complexos máfico-ultramáficos) e de baixo grau (seqüências vulcanossedimentares, *greenstones*) tem sido registrada com notável freqüência, no embasamento dos crátons, dos “maciços” e até mesmo nas faixas móveis neoproterozóicas. É possível teorizar sobre a importância da formação de núcleos microcontinentais no Neo-arqueano. Vários autores tem-se referido ao Ciclo Jequié (Bahia) ou Ciclo Rio das Velhas (Minas Gerais) para a máxima de dados isotópicos entre 2,8 e 2,7 Ga, o que é bastante provável. Esse fato é corroborado pelas várias manifestações magmáticas plutônicas e fissurais (félsicas e máficas) pós- 2,7 Ga, sugestivas de origem tardiorogênica a pós-orogênica, em contextos de estabilidade tectônica, antecedendo os sítios sedimentares mais remotos do Paleoproterozóico.

De um lado, as pesquisas isotópicas sobre acreção crustal (Rb-Sr, Cordani *et al.* 1988; Sm-Nd, Cordani e Sato, 1999) indicam que 34% da crosta do continente já estava formada cumulativamente no final do Arqueano. Este valor é considerado mínimo, de validade temporal, tendo em vista as circunstâncias atuais do conhecimento (muitas rochas arqueanas retrabalhadas nas faixas móveis do Proterozóico e muitas áreas arqueanas diversamente recobertas). Por outro lado, a cautela quanto ao valor postulado deve-se à comparação com taxas (essas taxas são geralmente bem mais elevadas, próximas ao dobro dessa estimativa) usualmente encontradas em outros continentes mais bem conhecidos.

No tocante aos eventos de acreção crustal lateral é possível configurar diversos conjuntos de orogenias ao longo do Paleoproterozóico (*pari passu* a outros episódios tectono-magmáticos e sedimentares importantes de acreção vertical), em diferentes segmentos do embasamento da Plataforma Sul-Americana. O mesmo pode também ser afirmado para parte do embasamento da Cordilheira Andina. Num ensaio de síntese, serão discriminados os principais conjuntos de registros, a saber:

a) Evento Neosideriano (ca. 2,35 Ga)

Caracteriza-se pela formação de rochas de alto grau no Maciço/Complexo Granja, janelas do embasamento de Senador Sá, no noroeste do Ceará, no Maciço São José do Campestre (terreno/complexo João Câmara, Dantas 1997), granulitos da microplaca de Luís Alves (Complexo Águas Mornas), em Santa Catarina (Siga Jr., 1995), e rochas de alto grau da porção norte do Maciço Central Goiás (Fig. 1.14). Trata-se de um fato novo, recém-identificado em várias localidades do embasamento da plataforma. Há várias outras indicações isotópicas no bloco amazônico, no Cráton São Francisco e em alguns maciços sinbrasilianos. São registros raros e importantes, no Brasil e no mundo, pela natureza (acreção de terrenos de alto grau), visto que comumente este é um período

caracterizado por rochas com desenvolvimento de coberturas (com exemplos concretos também no Brasil, no Quadrilátero Ferrífero).

Não é possível teorizar ainda sobre a natureza completa deste evento, nem sobre as suas proporções reais no embasamento da plataforma, da mesma forma que não é possível deixar de contabilizá-lo.

b) Colagem do Riacciano (ca. 2,2–2,1 Ga)

Fenômenos importantes por todo o continente de aglutinação de massas continentais (microcontinentes arqueanos) por interações de naturezas acrescionárias e colisionais têm sido evidenciados. Deve-se acrescentar intensivo retrabalhamento dessas massas/núcleos cratônicos (do Mesoarqueano e Neo-arqueano, principalmente). Registros desses eventos orogênicos são muito comuns nos crátons sinbrasilianos, “maciços” e embasamento de faixas móveis neoproterozóicas, tendo na parte norte-oriental da Amazônia a sua expressão mais contínua. Nesta parte da Amazônia, foi cunhada a designação de “Ciclo Transamazônico”, inadvertidamente espalhada para todo o continente por vários autores. Muitos registros isotópicos de boa qualidade se situam próximos a 2,25 (os mais antigos) e 2,15 Ga. Alguns registros isotópicos de boa qualidade vêm sendo consignados entre 2,05 e 2,07 Ga, na parte mais superior do Riacciano (*e.g.* Quadrilátero Ferrífero, Cinturão Móvel Oriental da Bahia), muitos deles ainda inéditos, o que indica que foi um conjunto consorciado de processos de interações muito expressivo, importante para a consolidação de muitas faixas móveis paleoproterozóicas.

c) Colagem e fusão do Orosiriano (ca. 2,0–1,88 Ga)

Importantes processos de evolução crustal acrescionária (mas não exclusivamente) da parte central do Cráton Amazonas (Faixas Ventuari–Tapajós e/ou Tapajós–Parima) e processos complementares de continentalização (*e.g.* colisão Jacobina) na parte central do Cráton São Francisco. Há um contingente notável de dados desta faixa de idades no embasamento dos maciços sinbrasilianos (*e.g.* Pernambuco–Alagoas, Central de Goiás, Curitiba) e das faixas móveis brasileiras (*e.g.* Complexo Juiz de Fora; Fig. 1.14). Reconhece-se que muito deste conjunto de eventos orogênicos ainda está para ser resgatado, para que se alcance a plenitude de seu conhecimento.

Há muitas indicações de que uma fusão supercontinental foi gradativamente consignada no fecho destes processos orogênicos acima mencionados – “Atlântica” de Rogers (1966), “Circum-Atlântico” de Ledru *et al.* (1994) –, com base nos dados do embasamento e de integração da cobertura (vulcano-plutônico-sedimentar) que foi viabilizada a partir da aglutinação dessa ampla massa. Presume-se um fecho diacrônico, de um ponto a outro

(na parte média do Paleoproterozóico) e duração algo superior a 200 Ma para a vida dessa massa supercontinental. A presença de amplas massas continentais consolidadas (e relativamente estáveis) ao final do Orosiriano é um fato geológico de muitos respaldos, no entanto, a configuração dos supercontinentes desta época, em forma, dimensões, número, posição no globo, etc. é um exercício de alto risco e que encontra muitas objeções (sem desmerecer a proposta de Rogers, 1996, aqui reproduzida com modificações).

d) Colagem e fusão do Estateriano *versus* Tafrogênese do Estateriano (ca. 1,8–1,55 Ga)

Até o presente, a colagem estateriana tem registro principal e exclusivo no caso brasileiro, na porção central do Cráton Amazonas, estendendo-se do Brasil para a Venezuela e Colômbia. O conhecimento geológico ainda é de pequena escala, sabendo-se do predomínio de terrenos graníticos e migmatíticos calcialcalinos, com poucos contextos de supracrustais. Consoante Tassinari e Macambira (1999), os parâmetros isotópicos (de vários métodos) dessa colagem indicam-na como resultado da coalescência de arcos magmáticos, portanto de natureza sobretudo acrescionária. Para Santos (1999), estas características acrescionárias se restringem à parte norte do Cráton Amazonas, enquanto a parte sul apresentaria natureza colisional.

O desenvolvimento acrescionário dessa porção amazônica tem homólogos e provável complemento na parte sul do bloco Laurenciano (Yavapai/*Inner Accretionary*, Mazatzal/*Outer Tectonic Belt*, Labradoriano, Makkovic) e na Fennoscandia (Gothian-Kongsbergian). Todo este conjunto acrescionário foi proposto como responsável pela fusão supercontinental de Cúmbia, por Rogers e Santosh (2002) (Fig. 1.4).

Ao mesmo tempo que estes processos acrescionários tomavam lugar na Amazônia (e seus homólogos do hemisfério norte), todos os demais blocos paleoproterozóicos (descendentes de Atlântica) eram palco de importante conjunto concorrente no tempo de atividades rupturais, riftes e sistemas de riftes, que contribuiu grandemente para a acresção vertical da litosfera por meio de magmatismo básico (enxames de diques, soleiras, trapas) e félsico (tufo vulcânicos, derrames, piroclásticas), incluindo granitos anorogênicos e, excepcionalmente corpos máficos e ultramáficos. A Tafrogênese do Estateriano (Brito Neves *et al.*, 1995b) tem representação variada preservada desde a Venezuela até a Argentina, vigente especialmente nos blocos paleoproterozóicos pré- 1,8 Ga, descendentes de Atlântica (Fig. 1.3), e deve ter materializado a reação da astenosfera (manifestações mantélicas) a aglutinação dessa grande massa continental. É possível que os vetores extensionais do Estateriano tenham logrado a formação de bacias oceânicas, localmente, sendo que há indicações neste sentido na porção centro-ocidental da

Amazônia e por toda a região a oeste dos grandes maciços máfico-ultramáficos de Goiás e Tocantins. Mas, faltam dados conclusivos a este respeito.

De modo geral, a ênfase geralmente dada aos processos orogênicos do Paleoproterozóico não deve jamais empanar os fenômenos de acresção vertical, a partir de 2,0 Ga. Esses fenômenos se estenderam por todo o Mesoproterozóico por meio de processos cratogênicos com plutonismo (AMCGR – Anortosito, Mangerito, Charnockito, Granito Rapakivi) e vulcanossedimentares (trapas, derrames, etc.), ligados diretamente ou não e que sucederam em muito no tempo a Tafrogênese do Estateriano.

Da curva de evolução crustal traçada por Cordani e Sato (1999) é possível estimar um crescimento cumulativo de 80% para o final do Estateriano (34% do Arqueano + 46% do Paleoproterozóico). Mesmo diante do caráter preliminar dos dados, os valores indicados apresentam coerência com o quadro geotectônico conhecido e decisivamente reiteram a importância do Paleoproterozóico no cômputo da evolução crustal deste continente.

Importante observar, no trabalho de Cordani e Sato, que o tratamento separado da América do Sul em seus contextos norte-noroeste (Amazônia) e centro-oriental (restante do continente) mostra notória a supremacia (praticamente o dobro em termos quantitativos) dos ciclos do paleoproterozóico na evolução crustal da Amazônia, em relação ao segundo bloco (centro-oriental). Esta subdivisão do território sul-americano já comentada antes tem de ser considerada sempre quando se fala de acresção crustal e sempre voltará a ser alvo de comentários específicos adiante.

De modo geral, estes valores/taxas de crescimento crustal do Paleoproterozóico calculados para a América do Sul são muito superiores àqueles normalmente registrados em outros continentes (taxas entre 20 e 30% são as mais propaladas). Portanto, certa cautela é necessária na observação destes números, que são valiosos, mas reconhecidamente carentes de aperfeiçoamento para o futuro.

Ciclos do Mesoproterozóico

É fato que no Brasil os eventos de evolução crustal mesoproterozóicos sempre foram enfatizados na pauta de cratogênicos, de caráter vertical sobretudo, com associações do tipo AMCGR e vulcanossedimentares relacionados. Mas, gradativamente fenômenos de acresção lateral vêm sendo identificados, no continente como um todo, somando atualmente notável acervo de valores para o crescimento da litosfera continental nesta era.

No embasamento andino, desde a Venezuela ao noroeste argentino (incluindo aí o embasamento da Província Neoproterozóica Pampeana), os registros de orogênias

mesoproterozóicas são notórios e de conhecimento antigo, havendo ainda uma pequena parcela recém-identificada no Uruguai (Terreno Punta de Leste, Preciozzi *et al.*, 1999). No território brasileiro, as principais áreas de registros orogênicos se encontram no sudoeste amazônico (com extensão para a Bolívia e Colômbia) e nos domínios central e meridional da Província Borborema (Evento Cariris-Velhos, Brito Neves *et al.*, 1995a), que em ambos os casos experimentaram notório progresso de conhecimentos apenas na última década.

Em várias outras províncias estruturais, tais como, na Mantiqueira (unidade Água Clara do Supergrupo Açungui, Grupo Serra de Itaberaba e outras de São Paulo e Paraná; Fig. 1.15), São Francisco (“Deformação/Orogênese Espinhaço”) e Tocantins (“Deformação/Orogênese Uruçuano”), há indicações de processos orogênicos e/ou tafrogênicos mesoproterozóicos, em todos os casos demandando estudos na escala de detalhe, geológicos e isotópicos. Entre outras causas, a sobreposição empanadora dos processos do Ciclo Brasileiro impedindo os esclarecimentos e a discriminação procurada têm transformado essa questão em tema polêmico.

No bloco amazônico, na sua parte mais ocidental, há uma sucessão quelogênica de registros orogênicos do Calimiano ao Esteniano, de leste para oeste, consoante Geraldès *et al.* (2001) e Van Schmus (2001), entre outros, a saber (Fig. 1.15):

- a) Suíte plutônica calcialcalina de Cachoeirinha (1,56–1,54 Ga);
- b) Ortognaisses calcialcalinos (batólito) de Santa Helena e a suíte vulcano-plutônica máfica de Rio Alegre (1,45–1,42 Ga);
- c) O sistema Aguapeí-Sunsas (Mato Grosso, Bolívia ao sul)/Nova Brasilândia (Rondônia ao norte), com extensão longitudinal NNW–SSE de cerca de 2.000 km, que inclui depósitos cratogênicos de rifte (Aguapeí-Sunsas) e o registro mais ou menos completo de um processo singelo de abertura e fechamento oceânico, com evolução final em *ca.* 1,12 Ga.

É possível que o contexto orogênico de Aguapeí/Nova Brasilândia faça parte da costura orogênica da grande colagem grenvilliana, responsável pela fusão do Supercontinente Rodínia, do final do Mesoproterozóico, e há uma série de trabalhos em andamento e publicados com ensaios sobre esta correlação e reconstituição provável. Todo o contexto ocidental da Amazônia tem sido alvo destes ensaios de correlação desde o Pinariano até as colisões finais grenvillianas dos Estados Unidos e do Canadá.

Na parte central e meridional da Província Borborema, do Piauí Oriental à costa da Paraíba, por mais de 800 km longitudinais, está o registro de importante unidade orogênica, com supracrustais vulcanossedimentares, vulcânicas calcialcalinas, metagrauvas e ortognaisses graníticos, cujo metamorfismo regional é do Toniano (*ca.* 970–950 Ma, Brito Neves *et al.*, 1995) e cujos primórdios de evolução remontam

ao Esteniano (*ca.* 1,05 Ga), daí sua discussão dentro do cenário do Mesoproterozóico Superior. Este cinturão móvel – Cariris Velhos – que tem sido interpretado como parte da costura orogênica grenvilliana cuja continuidade presumida para a contraparte africana ainda não foi possível de ser discriminado. As rochas e estruturas do Cariris Velhos foram profundamente retrabalhadas pelos eventos magmáticos e deformacionais do Ciclo Brasileiro, quase sem exceção mencionável até o presente, o que dificulta bastante a reconstituição correta do seu esquema original, cuja evolução presumida foi devido à interação de dois grandes blocos paleoproterozóicos (“Rio Grande do Norte” e “São Francisco”), contendo no interior do espaço paleogeográfico situado entre eles outros fragmentos menores desse período.

Não existem estimativas publicadas que mereçam menção acerca do crescimento crustal do Mesoproterozóico, devido aos problemas e aos conceitos enfatizados no início deste item. É praticamente impossível extrair estes valores das curvas cumulativas já publicadas. O reconhecimento da importância da acreção crustal mesoproterozóica é ainda recente, tema de muitos debates e não foi possível ainda figurar e medir concretamente as taxas desta acreção crustal. No entanto, é possível estimar, *grosso modo*, a partir da curva cumulativa de Cordani e Sato (1999), valores de ordem inferior a 10%.

Ciclos do Neoproterozóico

A Plataforma Sul-Americana já foi definida acima como epibrasiliana (e sinandina), o que reitera a importância do Ciclo Brasileiro na sua constituição. Na verdade, os processos tectônicos deste ciclo começaram na Tafrogênese do Toniano (pós-Rodínia, Brito Neves *et al.*, 1996), com a instalação do cenário paleogeográfico complexo transformado gradualmente em um *branching system* de orógenos, somente consolidado inteiramente no Eo-Ordoviciano. Os primeiros eventos orogênicos (930 Ma, Mara Rosa) (Fig. 1.16) chegaram a coexistir com os processos de abertura alhures, no Toniano, e prosseguiram até a passagem Cambriano–Ordoviciano, em cerca de 500 Ma (Búzios). É reconhecida uma fase de pico de eventos orogênicos, relativamente ubíquos para as províncias brasileiras, ao redor de 630 Ma.

Para as províncias brasileiras os contextos litosféricos preexistentes, arqueanos a mesoproterozóicos (segmentos grandes, médios e pequenos, frações estiradas de Rodínia), vieram a funcionar como núcleos cratônicos, blocos/terrenos inter e intra-faixas móveis, ou simplesmente embasamento síalico destas faixas móveis, sendo que para estes dois últimos casos a regeneração tectono-termal e magmática do Neoproterozóico foi de grandes proporções. As principais tafrogêneses que culminaram com a fissão do supercontinente do final do Mesoproterozóico (Rodínia) foram do Toniano (1.000–

850 Ma) e do Criogeniano Inferior (ca. 850–750 Ma) de forma diacrônica. Os eventos extensionais complementares mais jovens foram de ca. 620 Ma (centro-oeste mato-grossense). Estes processos extensionais formaram um complexo cenário paleogeográfico, de tipos crustais continentais (continentes/placas, microplacas, microcontinentes, terrenos), transicionais (sistemas de riftes, aulacógenos, golfos) e oceânicos (grandes e pequenas bacias), que transcendem em muito os registros preservados e identificados até o presente.

É fato comprovado que a diacronia dos processos de tafrogênese e fissão de Rodínia se estendeu do Esteniano ao Neoproterozóico III. Da mesma forma, foram diacrônicos e muito diversificados os processos de interação (orogénias) nos diferentes espaços geográfico-geológicos (hoje reunidos convencionalmente em quatro províncias) e que levaram à consolidação de Gondwana. Igualmente, o estágio de transição (de faixas móveis para a consolidação do Gondwana) também foi diacrônico de uma região para outra, entre e inter-províncias. De forma que, em muitos casos, a tafrogênese em um domínio coexistiu no tempo com orogénias colisionais em outros domínios. Isto tem de ser compreendido, mesmo que estejamos apenas no início do processo de discriminação de todos estes eventos nas grandes províncias sul-americanas – e nas suas

respectivas contrapartes nos demais continentes do hemisfério sul.

A Tab. I.1 é uma tentativa, em primeira aproximação, de organizar os dados geológicos e geocronológicos (principalmente U-Pb em zircão) das quatro províncias, para se ter uma idéia dos passos complexos de um ciclo de evolução supercontinental (conforme Brito Neves e Campos Neto, 2002). Essa tabela levou em conta uma série de trabalhos e teses (*vide* relação bibliográfica) da última década do século passado e já do início desta, com grande apoio de laboratórios especializados de outros países.

As províncias estruturais brasileiras – resultado dos ciclos do neoproterozóico – na sua fase final de evolução (extrusão Neoproterozóica–Cambriana) legaram importantes características de forma ao continente como um todo, incluindo na organização do desenvolvimento da margem continental atlântica. Por todo o Fanerozóico, importantes fenômenos de herança tectônica estão vinculados às estruturas e litologias geradas no Brasileiro, em termos de alocação de coberturas, sítios de magmatismo, sismicidade etc.

Os processos de orogénia Brasileira–Panafricana são parte de uma rede global (Patterson, Ross-Delameriana, Adelaidano, etc.), principalmente presente nos continentes meridionais e

Tabela I.1 Ensaio Tentativo da Evolução Cronológica do Ciclo Brasileiro
Table I.1 An essay of the chronological Evolution of the Braziliano

| Borborema | Tocantins | Norte Mantiqueira | Sul Mantiqueira | Pampeano |
|--------------------------|---|--|---|------------------------------------|
| | 510–480 ^{po} | 520–490 ^c | | 500–490 ^{po} |
| 532–500 ^{po} | ca. 520 ^c | 520–500 ^{po} | 520–500 ^{po} | 532–518 ^a |
| >545 ^s | | 555–530 ^c | 535 ^c | |
| ca. 555 ^c | | | 580–560 ^s | |
| 580–560 ^a | | 575–560 ^{c,po} | | |
| | 615 ^{po} /620–540 ^s | 580 ^a | 600 ^c /595–580 ^{po} | |
| 640–625 ^a | 630–590 ^{a,c} | 630–595 ^a /590 ^c | 620–610 ^a | 640 ??? |
| → → | Sg. S. Francisco 780–670 ^s Ma | ← ← | | 750 ?? |
| | | | ca. 705 ^a | |
| 810–790 ^t | 790–770 ^c | 810–790 ?? | | |
| | 930–880 ^a | ca. 910 ^t | 900–860 ?? | |
| Tr. Alto Pajeú 960 Ma | Marg. Passiva Paranoá/ ca. 1000 Ma | Deformação Espinhaço ca. 1250 Ma | Tr. Punta del Leste ca. 970 Ma | Pampia/Occidentalía 1000–960 Ma |

Obs.: t = tafrogênese; a = arcos, granitos sinorogénicos; c = eventos colisionais, metamorfismo; po = eventos tardi a pós-orogénicos, granitos, extrusão; s = eventos de sedimentação. Estes valores correspondem à massa crítica de dados acumulada até julho de 2002 (dados U-Pb sobretudo), carecendo de revisões sistemáticas.

que remobilizaram bastante as litologias e estruturas do pré-Neoproterozóico.

Vários registros de interação levando a subducção e a formação de litologias calcálicas são conhecidos por todo o Neoproterozóico. Apesar da importância inquestionável desses fatos e materializada em termos numéricos de áreas geográficas brasileiras, as taxas de evolução crustal estimadas são surpreendentemente baixas, próximas de 6%. Consoante Cordani e Sato (1999), a contribuição em termos de evolução crustal juvenil do Brasileiro é pequena, de distinção difícil na curva geral de evolução cumulativa. Adicionalmente, segundo estes autores, cerca de 98% da crosta continental da América do Sul estava composta ao final do Brasileiro.

Estes valores/taxas de acreção crustal baixas do Brasileiro estão em consonância com as principais estimativas feitas para outros continentes (Condie, 2000), mas há conotações metodológicas a considerar. Não há como aferir – nem estes dados devem servir para mascarar – o retrabalhamento extraordinário de unidades litoestruturais preexistentes, marca sintomática destes ciclos neoproterozóicos em todo o mundo.

Províncias Estruturais do Brasil

Conceito de Províncias Estruturais

Por motivos de ordem expositiva da geologia de um País de dimensões continentais, Almeida *et al.* (1977, 1981) aplicaram para o Brasil o conceito de províncias estruturais, identificando 10 maiores províncias. Esses autores tinham o respaldo de exemplos anteriores de países continentais como o Canadá e a Austrália, considerando como províncias estruturais largas regiões geológicas naturais que mostram/apresentam feições estratigráficas, tectônicas, magmáticas e metamórficas próprias e diferentes das apresentadas pelas províncias confinantes.

Os limites escolhidos para estas províncias foram de caráter geologicamente bem definido (falhas e zonas de falhas, fronteiras metamórficas, zonas de antepaís, limites erosionais de áreas sedimentares) e limites arbitrários/convencionais (limites mal definidos geologicamente, falta de conhecimento adequado no então estágio de conhecimento, etc.). Na Fig. 0.1 dos Prolegômenos deste livro, é apresentada uma subdivisão do Brasil em províncias na perspectiva do Serviço Geológico do Brasil.

A discriminação das províncias e a sua descrição são parâmetros adicionais, indispensáveis para complementar e reforçar o conceito, dando a este a praticidade e a utilidade necessárias. E este conceito tem-se mostrado útil desde então e tem sido utilizado com frequência, também para este texto (com algumas adaptações). A discriminação contempla

prioritariamente feições estruturais, litoestratigráficas e de tempo consideradas mais importantes, mas também tendo em conta a distribuição delas no espaço geográfico-geológico do País.

Praticamente em todas as províncias do embasamento e da cobertura fanerozóica é reconhecida a possibilidade de subdivisões igualmente naturais (domínios, subprovíncias, etc.), que são ganhos adicionais do conhecimento das duas últimas décadas. Estas subdivisões ainda não estão formalizadas, mas são praticamente consensuais. Enquanto estas subdivisões não estiverem configuradas de forma ostensiva, estes domínios ou subprovíncias ficam, de alguma forma, em evidência, na elaboração da Tab. 1.2.

Visualizando e considerando o conjunto das províncias do embasamento (Fig. 0.1), é possível mentalizar dois grandes conjuntos tectono-estratigráficos distintos, acima do conceito de províncias e complementar a este, que já foi discutido anteriormente, mas que é conveniente reiterar aqui:

- a) A porção norte-noroeste (Cráton Amazonas) é essencialmente de composição e organização **pré-Brasileira**. Suas principais unidades se estruturam quelogenicamente do Arqueano ao Mesoproterozóico (que é a sua principal escala cronoestratigráfica). O referencial de correlação do conjunto deve ser buscado nos continentes do hemisfério norte. A participação de unidades litoestruturais Neoproterozóicas é mínima e periférica. Este conjunto de propriedades influenciou decisivamente todo o histórico evolutivo, tectonoestratigráfico, metalogenético, geomórfico, etc., dando uma característica peculiar ao Cráton Amazonas. Este cráton foi subdividido em 7 províncias, de leste para oeste, conforme proposta de J.O.S. Santos (Cap. IV deste livro): Transamazonas, Carajás, Amazônia Central, Tapajós-Parima, Rondônia-Juruena, Rio Negro e Sunsás. Inicialmente, Almeida *et al.* (1977, 1981) dividiram o Cráton Amazonas em 2 grandes províncias: Rio Branco a norte (Escudo das Guianas) e Tapajós a sul (Escudo Guaporé ou Brasil-Central).
 - b) A porção central e centro-oriental do Brasil (províncias 8 a 11) é essencialmente de composição e organização do Neoproterozóico, domínio **Brasileiro**. Consiste em um mosaico complexo de pequenos núcleos antigos pré-Brasileiros circundados sistematicamente por faixas móveis brasileiras. Seu referencial de correlação está nos continentes do hemisfério sul, essencialmente no território africano. O Cráton São Francisco (província 8) está inserido no domínio **Brasileiro**, sendo que o interior desta unidade cratônica foi mais vulnerável aos eventos ligados ao Brasileiro.
- As províncias estruturais brasileiras – resultado dos ciclos do neoproterozóico – exibem uma série de características comuns (posição intercrátons, presença de *basement*

Tabela I.2 Províncias Estruturais Brasileiras
 Table I.2 Brazilian Structural Provinces

| | |
|---|---|
| <p>1. TRANSAMAZONAS 2. CARAJÁS 3. AMAZÔNIA CENTRAL 4. TAPAJÓS–PARIMA 5. RONDÔNIA–JURUENA 6. RIO NEGRO 7. SUNSÁS</p> <p style="text-align: center;">} CRÁTON AMAZONAS</p> <p>8. CRÁTON SÃO FRANCISCO</p> | <p>a. Embasamento composto por núcleos microcontinentais arqueanos e faixas móveis paleoproterozóicas e mesoproterozóicas.</p> <p>b. Predomínio de estruturas pré-Brasilianas.</p> <p>c. Vários ciclos de coberturas sedimentares e vulcanossedimentares com plutonismo anorogênico associado, do Arqueano ao Eo-Neoproterozóico, pelo menos.</p> <p>d. Comportamento de núcleos continentais estáveis e antepaíses para os sistemas de dobramentos brasileiros que os circunscvem, sendo submetidos aos vetores compressoriais desses sistemas.</p> <p>e. Recobertos parcialmente por supracrustais das faixas brasileiras, em domínios de antifossas e mesmo além delas.</p> <p>f. Algumas das antifossas mostram um estágio estrutural-estratigráfico adicional, sobreposto de depósitos molássicos ou tardiorogênicos</p> <p>g. A tectônica deformacional brasileira afetou excepcionalmente estes crátons: tectônica de antepaís, enxames de diques máficos, plutões anorogênicos locais, corredores de deformação localizados em linhas de fraqueza, etc.</p> <p>h. Em função dos eventos deformacionais sobrepostos, todos estes crátons admitem zoneamento tectônico, com identificação de domínios orto (<i>full cratonic</i>) e paraplataformais.</p> |
| <p>9. BORBOREMA</p> <p>Domínio Setentrional Domínio Central (Zona transversal) Domínio Meridional (Perifranciscano)</p> <p>10. TOCANTINS (BRASIL CENTRAL)</p> <p>Faixa Paraguai–Tocantins Arco de Goiás Maciço Central Goiás Faixa Brasília</p> | <p>a. Constituem <i>branching systems of orogens</i> desenvolvidos no ciclo global entre a fissão de Rodínia e a fusão de Gondwana Ocidental, no Neoproterozóico. Posição intercrátons é característica.</p> <p>b. Todas elas têm equivalentes/continuidade na plataforma continental e no continente africano. O Tocantins tem continuidade sul para o Sistema Pampeano Oriental na Argentina.</p> <p>c. Há conexões físicas nítidas entre Borborema e Tocantins e entre Tocantins e Mantiqueira (ao sul do Cráton São Francisco). Todas têm extensões importantes no embasamento das sinéclises.</p> <p>d. Todas apresentam embasamento complexo, com predomínio de faixas móveis paleoproterozóicas (com <i>seed nuclei</i> arqueanos) e mesoproterozóicas, intensamente retrabalhadas no Brasileiro. Este embasamento aflora com frequência, em diversas circunstâncias tectônicas e/ou erosionais.</p> <p>e. Os contextos de supracrustais são variados de: riftes, margens continentais passivas e ativas, incluindo vulcanismo-plutonismo de arco e restos ofiolíticos.</p> <p>f. Algumas faixas supracrustais (localmente) são constituídas de coberturas paleo e mesoproterozóicas após uma história cratônica de centenas de milhões de anos.</p> <p>g. Apresentam domínios ricos em supracrustais e alguns domínios “vestigiais”, com alguns esparsos <i>schist belts</i>, devido a ação local combinada de tectônica e ciclos erosionais fanerozóicos.</p> <p>h. As faixas “marginais”, derivadas de margens passivas, apresentam secção basal de depósitos glaciais (sturtianos, 760-700 Ma), a maior parte e uma secção superior de carbonatos. Estas secções stratigráficas se estendem às coberturas do cráton adjacente.</p> |

| | |
|--|---|
| <p>11. MANTIQUEIRA Sistema Araçuaí Sist. Mantiqueira Norte Sist. Mantiqueira Central (Ribeira) -Cráton Luís Alves- Sistema Dom Feliciano</p> | <p>i. A evolução orogênica é nitidamente diacrônica, de faixa a faixa, de província para província. Orógenos acrescionários e colisionais são identificados do Toniano (ca. 930 Ma) ao Eo-Ordoviciano (ca. 500–480 Ma).</p> <p>j. Todas apresentam um diversificado cenário final de bacias tardiorogênicas a pós-orogênicas que consubstanciam um estágio de transição (tectônica, sedimentação, magmatismo) às condições plataformais a advir.</p> <p>k. Na estruturação brasileira final destaca-se o papel de várias <i>shear belts</i>, produto da tectônica extrusional. Estes lineamentos mostraram-se importantes foco de ativação tectônica por todo o fanerozóico, influenciando decisivamente todas as bacias sedimentares.</p> <p>l. A tectônica dúctil e rúptil destas faixas brasileira atingiu de modo diversificado as margens dos crátons (regenerando-as), assim como suas coberturas e mesmo o embasamento, em alguns corredores especiais.</p> |
| <p>12. AMAZONAS Acre Solimões Médio e Baixo Amazonas, Marajó</p> <p>13. PARNAÍBA Araticum–Tanguá Tanguá–Gilbués</p> <p>14. PARECIS</p> <p>15. PARANÁ N. Paraná S. Paraná Chaco</p> | <p>a. Apresentam subdivisões internas primárias (antéclises) e secundárias (arcos, domos), criados nos processos tectônicos pós-carboníferos.</p> <p>b. A história sedimentar pode ser sintetizada em 6 estágios tectônico-estratigráficos maiores, o primeiro deles da passagem Proterozóico–Neoproterozóico, do epílogo do Brasileiro, que têm nas sinéclises as maiores possanças.</p> <p>c. A evolução Ordoviciano–Triássica é de sinéclise, de tectônica ortoplatoformal, sedimentação madura, marinha e continental, consoantes três seqüências sedimentares cratônicas (“slossianas”).</p> <p>d. Importante estágio de ativação tectônica, diacrônico, do Permiano ao Eo-Cretáceo. Com instabilidade tectônica (rifes), sedimentação imatura e magmatismo básico.</p> <p>e. A partir da parte média do Cretáceo voltaram as condições de estabilidade, com sedimentação madura independentemente da sedimentação das estruturas anteriores e ultrapassando os limites das sinéclises.</p> <p>f. Por toda história paleozóica, a sedimentação das sinéclises fez parte de um contexto mais amplo, supercontinental. Há vários tipos de registros de paleo-conexões com bacias interiores e costeiras.</p> |
| <p>16. PLANÍCIE COSTEIRA</p> <p>E</p> <p>MARGEM CONTINENTAL</p> <p>Atlântico Equatorial Atlântico Central Atlântico Austral</p> | <p>a. A mais nova de todas as províncias (meso-cenozóica) faz contato com todas as outras, sob as quais foi instalada e desenvolvida.</p> <p>b. Sua tectônica formadora é a do <i>breakup</i> do Pangea, em diversos estágios de tempo, em diferentes condições no processo de dispersão – extensão simples e transformância.</p> <p>c. Longitudinalmente, a província apresenta uma série de elementos morfológicos e estruturais que a subdividem em várias bacias (e sub-bacias).</p> <p>d. O preenchimento sedimentar das bacias pode ser esquematizado em três seqüências maiores (rifte/lago, proto-oceânica/golfo, marinho franco) que retratam os estágios sucessivos/evolutivos de uma deriva continental.</p> <p>e. Algumas bacias apresentam desenvolvimento absolutamente <i>offshore</i>, mas a maioria delas tem expressiva parte exposta na zona costeira</p> |

inliers, tipos de faixas móveis, granitogênese, importância dos *shear belts* da fase extrusional, etc.), mas guardam uma série de outras características próprias, além do espaço geográfico-geológico. Estas províncias na sua fase final de evolução (extrusão Neoproterozóica-Cambriana) legaram importantes características de forma ao continente como um todo, também na organização do desenvolvimento da margem continental atlântica. Por todo o Fanerozóico, importantes fenômenos de herança tectônica estão vinculados às estruturas e às litologias geradas no Brasiliano, em termos de alocação de coberturas, sítios de magmatismo, sismicidade, etc.

No noroeste argentino ocorre a Província Pampeana, considerada da mesma natureza destas e que complementaria o quadro de províncias brasileiras do continente.

Grandes Unidades Cronoestratigráficas do Brasil

Introdução

As grandes unidades cronoestratigráficas ou geocronológicas do Brasil são apresentadas e discutidas de forma resumida e abrangente, ilustradas por diversos mapas em pequena escala, representativos das diversas eras geológicas reconhecidas no País. As diversas eras geológicas são representadas espacialmente nesses mapas por suas correspondentes unidades litoestratigráficas maiores, incluindo uma relação com as denominações formais ou informais dessas unidades.

O Brasil possui representação de todas as grandes unidades cronoestratigráficas/geocronológicas da escala do tempo geológico, à exceção do Eoarqueano. As subdivisões temporais aqui adotadas seguem a *International Stratigraphic Chart* publicada pela IUGS/UNESCO, em 2000 (Prolegômenos, Fig. 0.2)

A representação cartográfica dos diversos eratemias/eras no território brasileiro foi obtido por acentuada sintetização em meio digital do Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000 publicado pelo Serviço Geológico do Brasil, em dezembro de 2001 (Bizzi *et al.* 2001). A representação das unidades litoestratigráficas maiores representativas dos diversos eratemias/eras segue basicamente modelo de legenda adotado no Mapa Geológico do Brasil, 1:5.000.000 (2001), também publicado pelo Serviço Geológico do Brasil (Schobbenhaus, 2001), com as devidas adaptações, atualizações ou mesmo em alguns casos complementações de dados.

Por meio desse modelo de legenda, as cerca de 1.200 unidades litoestratigráficas representadas no referido mapa

geológico 1:2.500.000 foram condensadas em 60 unidades litoestratigráficas maiores, indicadas em 10 diferentes mapas de geologia fortemente condensada. Estas sessenta unidades foram agrupadas de acordo com as eras geológicas representadas na Fig. I.9. Cada era geológica será representada em um mapa individual. As informações contidas nesses mapas sintéticos são complementadas por listagens numeradas, contendo os nomes das unidades litoestratigráficas mais importantes, formais ou informais, ou mesmo de determinados litótipos, num total de 320 referências.

A descrição individual, no entanto, dessas mais de três centenas de unidades não é escopo do presente capítulo, tema esse que ocuparia o espaço de um volumoso livro. Um compêndio específico tratando desse tema já se encontra em elaboração pelo Serviço Geológico do Brasil no contexto da nova edição da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Por limitação de espaço optou-se por uma abordagem mais ampla, exceto para alguns casos específicos. Descrições ou referências mais detalhadas de parte das unidades aqui mencionadas podem ser encontradas em alguns dos capítulos seguintes, incluindo informações sobre o ambiente tectônico em que foram geradas, recursos minerais associados e suas características metalogenéticas, além de dados mais específicos sobre datações geocronológicas disponíveis. Cabe também mencionar que por limitação de espaço as referências bibliográficas citadas ficaram relativamente reduzidas em número. Com as devidas escusas aos autores não referidos diretamente neste capítulo, remetemos o leitor às fontes de informações bibliográficas contidas nos capítulos seguintes ou nas obras de síntese ou de revisão aqui mencionadas.

Arqueano

O Eon Arqueano (>3,6–2,5Ga), com área aflorante de apenas 4,6% da superfície total do Brasil, é representado no Brasil pelas eras Paleoarqueano (3,6–3,2 Ga) (Fig. I.10), Mesoarqueano (3,2–2,8 Ga) (Fig. I.11) e Neo-arqueano (2,8–2,5 Ga) (Fig. I.12) com distribuição relativamente grande nos estados da Bahia, Minas Gerais, Pará e Goiás. O Eoarqueano (>3,6 Ga) ainda não foi reconhecido no Brasil. Sua existência no Brasil, no entanto, foi detectada em cristais detríticos de zircão, em alguns pontos específicos. A ocorrência do Paleoarqueano, por sua vez, restringe-se ao Cráton São Francisco e ao extremo oriental da Província Borborema (Figura I.10), no maciço São José do Campestre.

No item de acresção crustal dissertou-se sobre a importância da representação do Mesoarqueano e Neo-arqueano, este principalmente, no embasamento da Plataforma Sul-Americana, com uma taxa cumulativa da ordem de 34%, assim como ficou explícita a dependência estrutural dessas unidades petrotectônicas relativamente ao Paleoproterozóico.

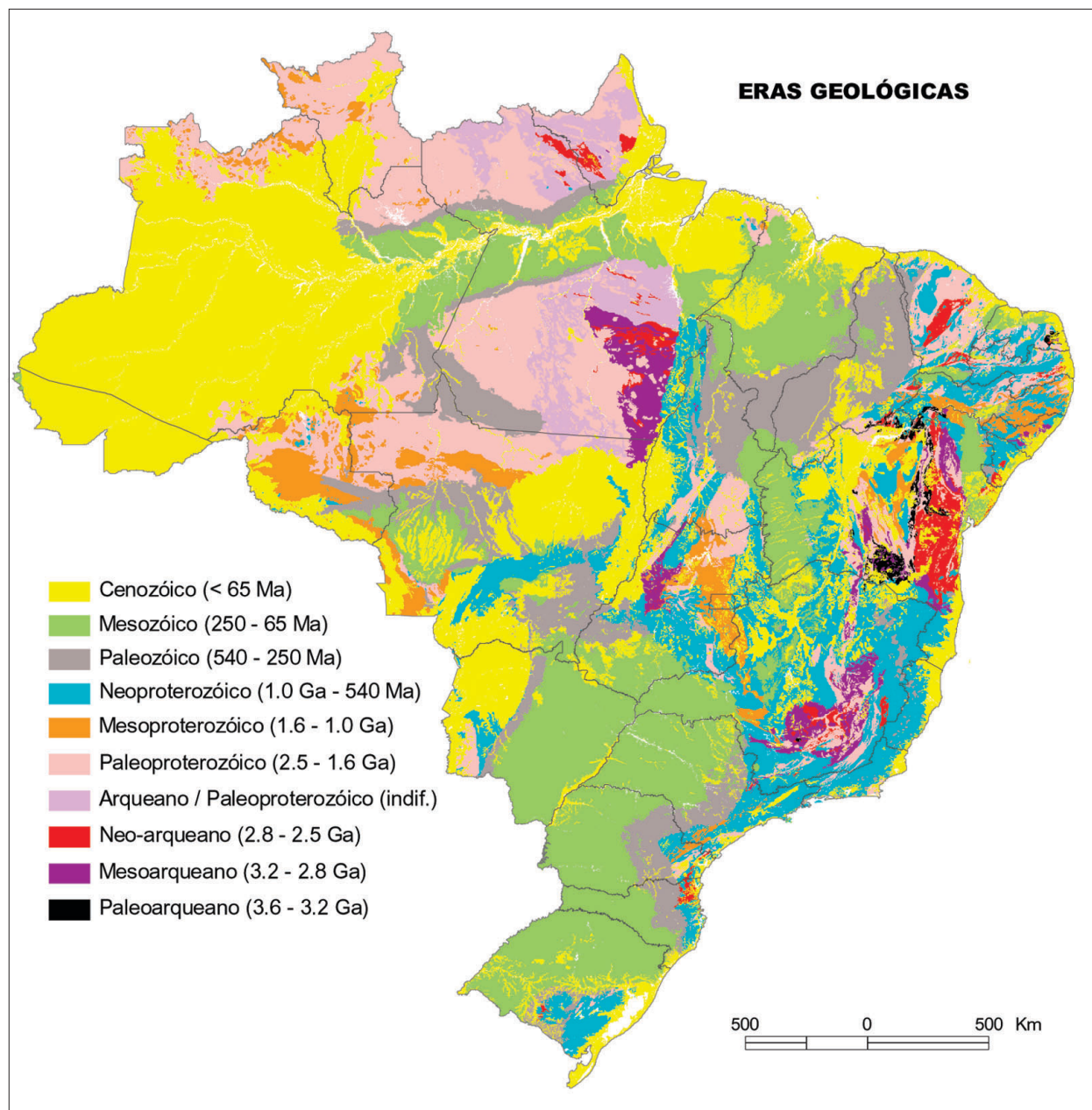


Figura 1.9 – As eras geológicas no Brasil

Figure 1.9 – Geological eras in Brazil

Cabe aqui reiterar a importância do Paleoproterozóico na reestruturação de todo ou quase todo Arqueano.

Estes núcleos arqueanos encontram-se espalhados nas unidades do embasamento dos crátons sinbrasilianos (superprovíncias Cráton Amazonas e Província Cráton São Francisco), dos maciços e mesmo das faixas móveis neoproterozóicas (províncias Borborema, Tocantins e Mantiqueira), em ordem decrescente de sua importância e expressão geográfica. No embasamento das províncias sedimentares (Amazonas, Parnaíba, Paraná e Planície Costeira/Margem Continental), não se tem certeza ainda da presença de rochas arqueanas no substrato do Paraná (Bloco/Cráton

Parapananema) e do Parnaíba (Bloco Parnaíba).

Dos crátons sinbrasilianos expostos, somente no fragmento cratônico de São Luís não foram detectados núcleos arqueanos ainda. Também no maciço do Rio Apa não há registros litoestruturais arqueanos conhecidos.

As exposições mais extensas, contínuas e notáveis de unidades arqueanas são aquelas da parte oriental do bloco amazônico (Domínios Rio Maria e Carajás da Província Carajás), da parte centro-oriental e sul do Cráton São Francisco (Blocos/Núcleos Gavião, Jequié, Campo Belo-Cláudio, etc.) e da parte sul do Maciço Central de Goiás. Nestes contextos há representações variadas de terrenos de alto grau (arco-



Figura I.10 – O Paleoarqueano e principais unidades litoestratigráficas representando 0,4% da área do Brasil

Figure I.10 – The Paleoproterozoic and main lithostratigraphic units comprising 0.4% of the Brazilian territory

derivados, suítes TTGs e outros ortognaisses de filiação calcálica e afins, complexos máfico-ultramáficos) e de terrenos de médio a baixo grau (*greenstones* e assemelhados, seqüências outras vulcanossedimentares, lavas komatiíticas, etc.) que serão abordados nos capítulos seguintes. Estes registros cobrem com suficiência todo o acervo presumível para unidades litoestruturais deste eon, como preconizado, por exemplo, por Windley (1998) e Kusky e Polat (1999), em outros continentes, dos muitos tipos do sistema arco-fossa aos fragmentos de crosta oceânica “docados”.

No Cráton Amazonas não é conhecida crosta arqueana mais antiga que 3,04 Ga (Souza *et al.* 2001). Indícios da

existência de uma crosta eoarqueana foram detectados no Domínio Rio Maria em cristais de zircão detritico incluídos em coberturas sedimentares do tipo Rio Fresco (grupos Rio Fresco e Gemaque) com idades entre 3,67–2,76 Ga. Essas rochas sedimentares são uma representação inusitada do Neoproterozoico, inteiramente preservada e que permitem o levantamento de assembléias de fácies e ambientes paleogeográficos (Nogueira *et al.* 1995; Neves e Vale, 1997) (Fig. I.12). Nesse domínio, entre 3,04 a 2,93 Ga, registra-se o primeiro episódio de acreção juvenil. A acreção juvenil seguinte é caracterizada pelo volumoso plutonismo TTGG (trondhjemitico–tonalítico–granodiorítico–granítico), iniciado há

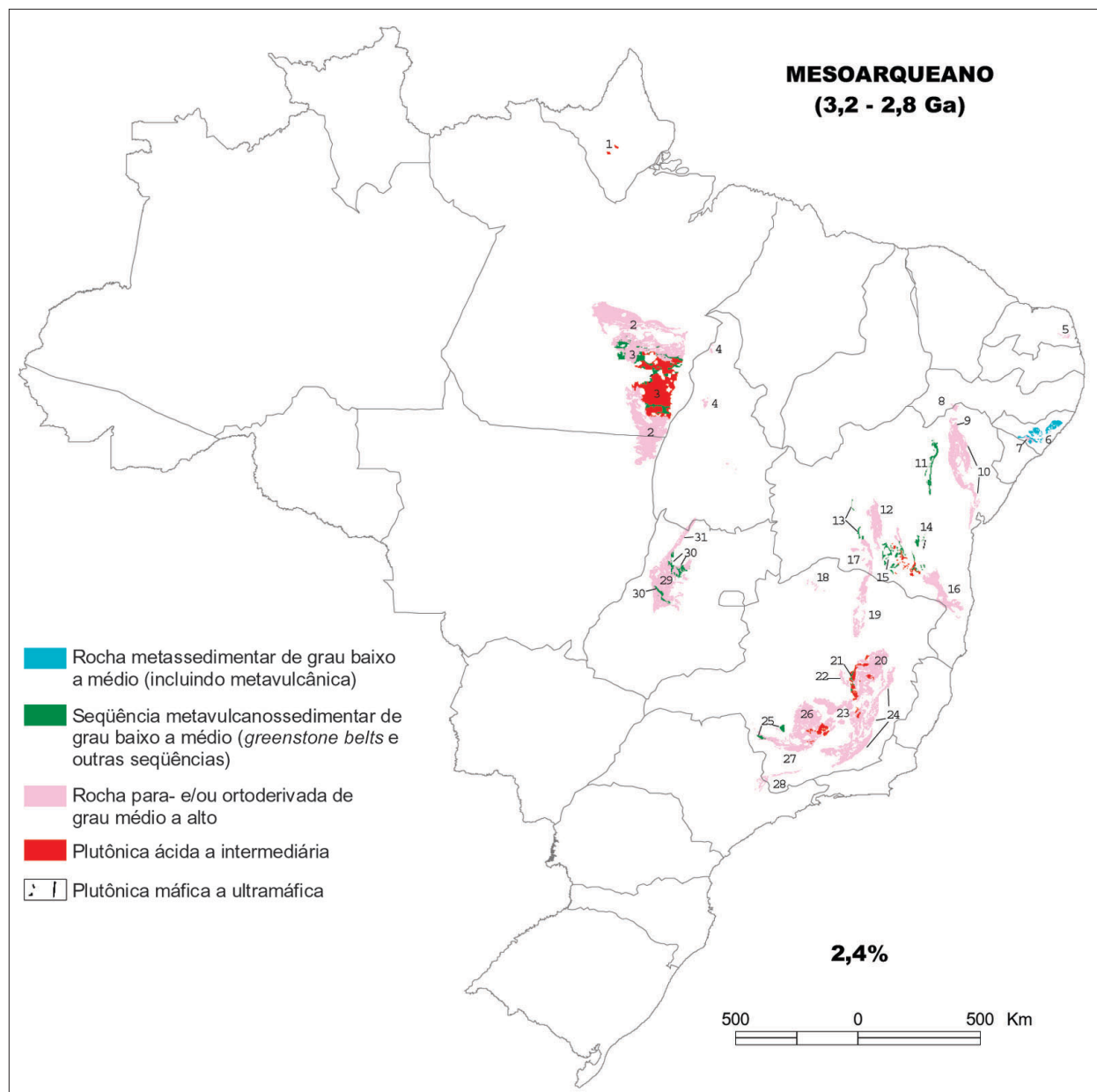


Figura I.11 – O Mesoarqueano e principais unidades litoestratigráficas representando 2,4% da área do Brasil

Figure I.11 – The Mesoarchean and main lithostratigraphic units comprising 2.4% of the Brazilian territory

Mesoarqueano – Anexo da Figura I.11

- | | | |
|--|--|--|
| 1. Metatonalito Cupixi | 13. <i>Greenstone Belt</i> de Riacho de Santana | 23. Complexos Belo Horizonte + Baçõ + Santa Bárbara |
| 2. Complexos “Xingu” e Pium | 14. Complexo Contendas–Mirante e Soleira do Rio Jacaré | 24. Complexo Mantiqueira |
| 3. Terreno Granito- <i>Greenstone</i> Rio Maria | 15. <i>Greenstone Belt</i> do Bloco do Gavião | 25. <i>Greenstone Belts</i> de Pium-hí + Fortaleza de Minas |
| 4. Complexo Colméia | 16. Complexo Gnáissico-Migmatítico Itapetinga | 26. Complexos Divinópolis, Lavras, Campo Belo e Bomfim |
| 5. Complexos Brejinho e Senador Elói de Souza | 17. Complexo Santa Isabel | 27. Complexo Campos Gerais |
| 6. Complexo Nicolau/Campo Grande | 18. Complexo Januária | 28. Complexo Amparo |
| 7. Complexo Jirau do Ponciano | 19. Complexo Porteirinha | 29. Complexo Granito-Gnáissico Indiferenciado de Goiás |
| 8. Complexo Riacho Seco | 20. Complexo Guanhães | 30. <i>Greenstone Belts</i> de Goiás (Goiás Velho, Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás) |
| 9. Complexo Uauá | 21. <i>Greenstone Belts</i> de Serro e Rio Mata Cavalo | 31. Complexo Granulítico Porangatu |
| 10. Complexo Santa Luz | 22. Complexo de Gouvêa | |
| 11. <i>Greenstone Belts</i> Itapicuru e Mundo Novo | | |
| 12. Complexo Paramirim | | |

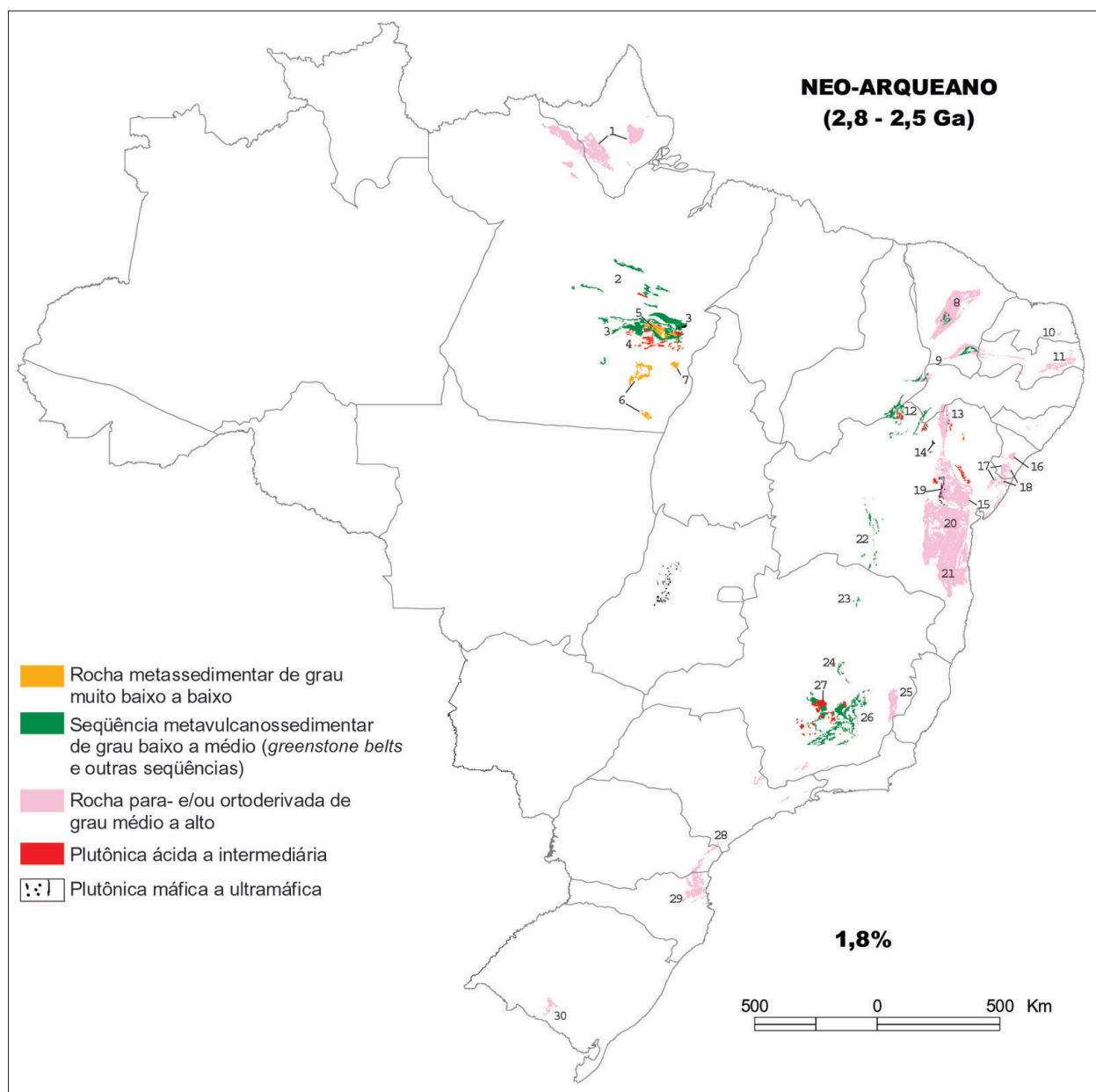


Figura I.12 – O Neoarqueano e principais unidades litoestratigráficas representando 1,8% da área do Brasil

Figure I.12 – The Neoproterozoic and main lithostratigraphic units comprising 1.8% of the Brazilian territory

Neoarqueano – Anexo da Figura I.12

- | | | |
|---|--|---|
| 1. Complexo Granulítico-Charnockítico do limite Amapá-Pará | 10. Granitóide São José do Campestre | 21. Complexo Itabuna |
| 2. Anfibolito Itatá, Micaxisto Bacajá, Grupos São Manuel, Misteriosa e Alto Bonito | 11. Complexo Cabaceiras | 22. Complexos Boquira, Ibiajara, Licínio de Almeida e Urandi |
| 3. Grupos Grão Pará, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia, Rio Novo, Igarapé Salobro, Buritirama, São Sebastião, Tapirapé e Aquiri | 12. <i>Greenstone Belts</i> de Barreiro, Lagoa do Alegre e Rio Salitre | 23. Seqüência Vulcanossedimentar Riacho dos Machados |
| 4. Granito Plaqué | 13. Complexo Tanque Novo-Ipirá | 24. Grupo Costa Sena |
| 5. Formação Águas Claras | 14. Complexo Básico-Ultrabásico de Campo Formoso | 25. Complexo Procrane |
| 6. Grupo Rio Fresco | 15. Complexo Caraíba | 26. Supergrupo Rio das Velhas (Grupos Nova Lima, Maquine e Quebra Osso) |
| 7. Grupo Gemaque | 16. Complexo Itabaiana-Simão Dias | 27. Granodiorito Caio Martins e Granito Florestal |
| 8. Complexo Cruzeta* | 17. Complexo Acajutiba-Riachão Dantas | 28. Complexo Serra Negra |
| 9. Complexo Granjeiro | 18. Complexo Granulítico Esplanada-Boquim | 29. Complexo Granulítico de Santa Catarina |
| | 19. Suíte São José do Jacuipé | 30. Complexo Santa Maria Chico |
| | 20. Complexo Jequié | |

*Datação recente indica idade de 3270 Ma, U-Pb SHRIMP (inf. verbal L. C. da Silva, 2002)

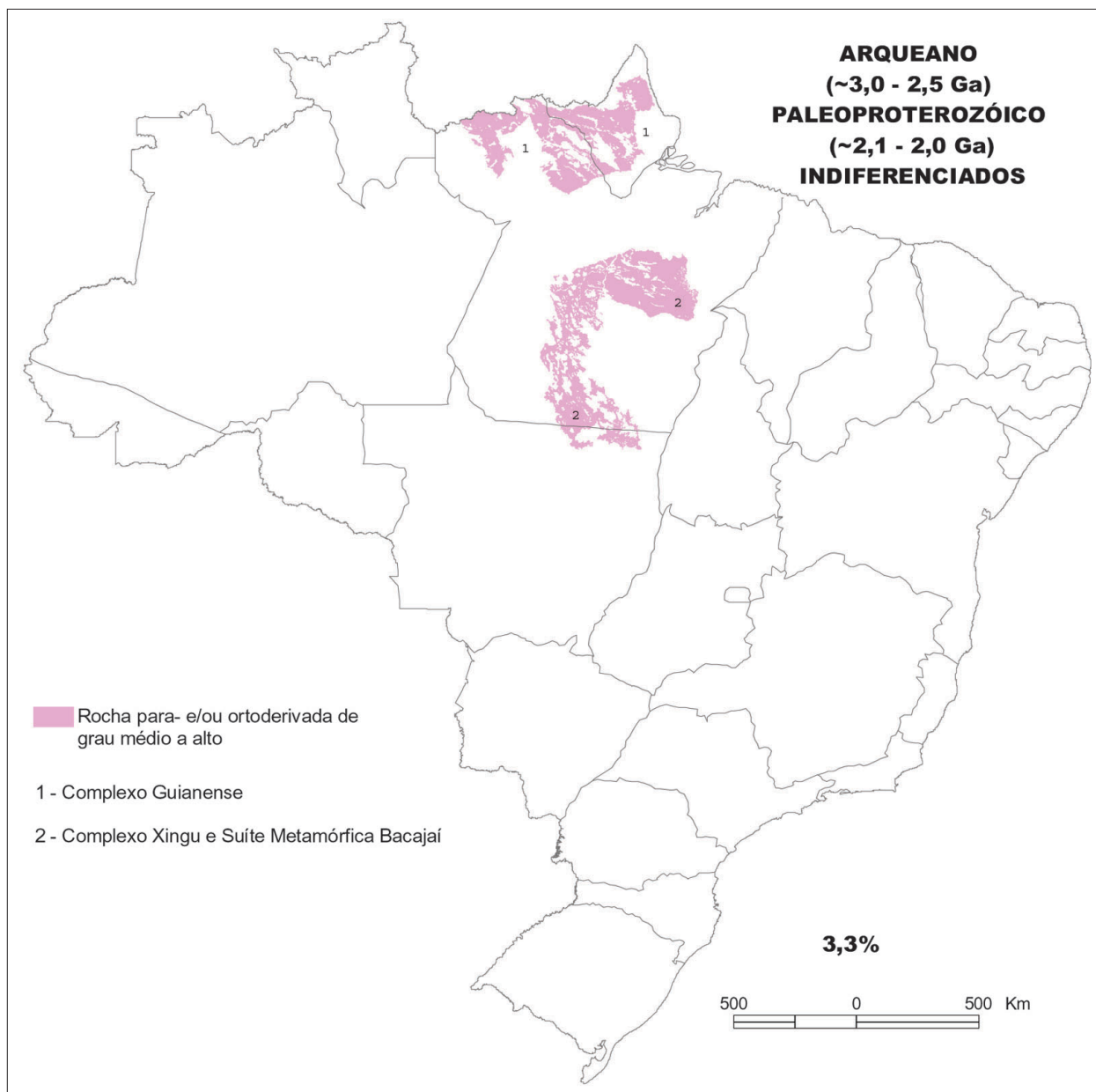


Figure I.13 – Arqueano - Paleoproterozóico indiferenciado e principais unidades litostratigráficas representando 3,3% da área do Brasil

Figure I.13 – Undifferentiated Archean - Paleoproterozoic and main lithostratigraphic units comprising 3.3% of the Brazilian territory

ca. 2,87 Ga. (Souza *et al.* 2001; Leite, 2001), caracterizando o Evento Rio Maria conforme proposição de Dardenne e Schobbenhaus (2001). Após a estabilização, provavelmente atuou como fonte continental dos sedimentos dos grupos Rio Fresco, Gemaque e Formação Águas Claras, representado por um episódio de extensão regional a ca. 2,76 Ga (Fig. I.12).

Além da concentração de ocorrências arqueanas no sudeste do Cráton Amazônico, há também ocorrências frequentes no interior das faixas móveis paleoproterozóicas, onde adicionalmente são muito comuns indicações isotópicas para protólitos arqueanos (Fig. I.13). Deve ser acrescentado que a presença de extensas coberturas paleoproterozóicas do LIP

(*Large Igneous Province*) do tipo Uatumã *s.l.* (grupos Iricoumé, Iriri e correlatos) e do Grupo Roraima e correlatos (Fig. I.14) são indicadores de prováveis substratos estabilizados/resfriados o suficiente para permitir essas notáveis acumulações sobrepostas e, portanto, há muitas possibilidades de restarem sobre núcleos arqueanos, isolados ou contíguos.

No Cráton São Francisco (Complexo Contendas–Mirante e Supergrupo Rio das Velhas) e no sul do Maciço Central de Goiás, também há preservações notáveis de unidades sedimentares arqueanas, que permitem ensaios litostratigráficos e paleoambientais. Isto acontece geralmente naquelas áreas de ocorrências mais significativas, poupadas

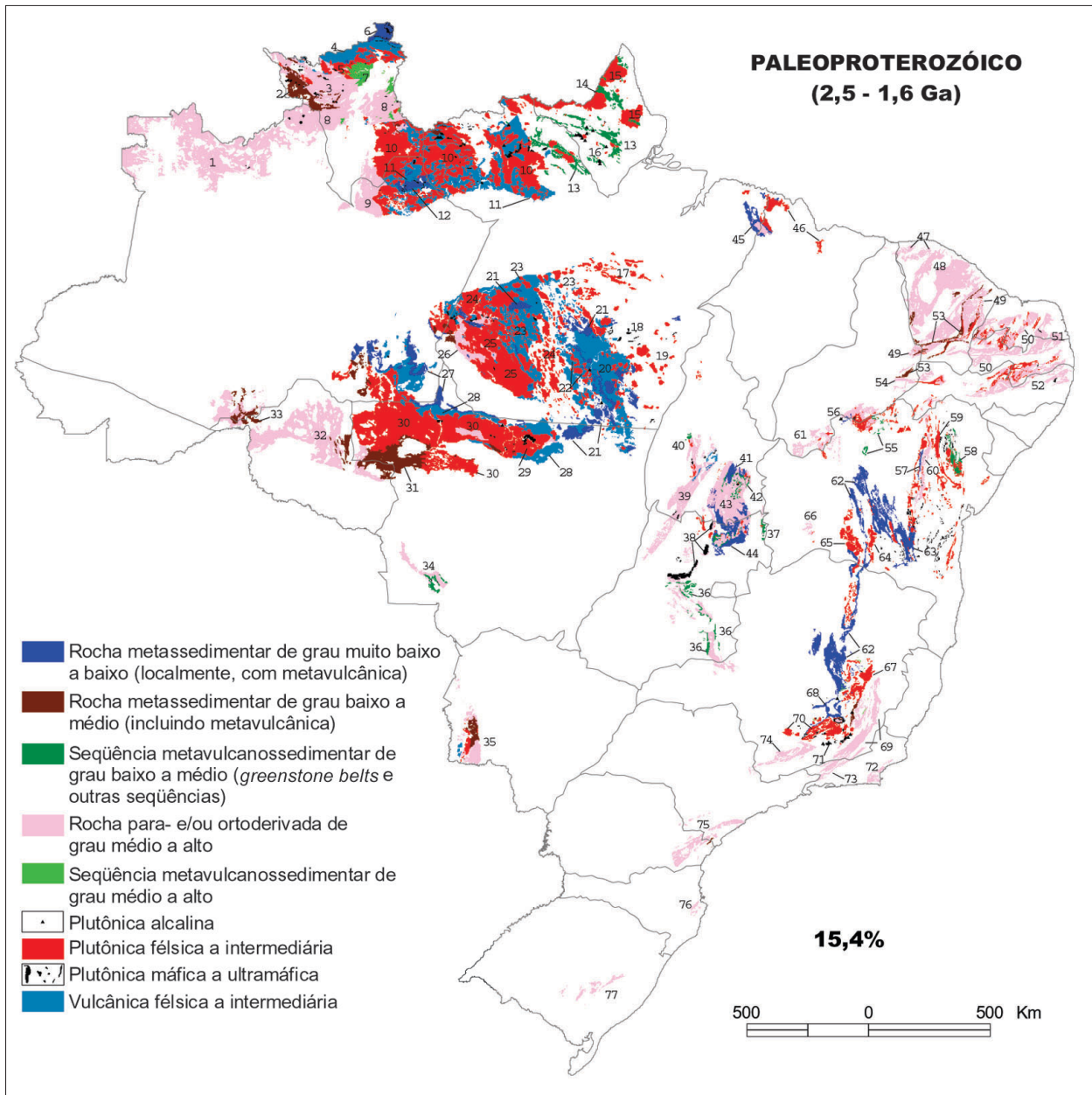


Figura I.14 – O Paleoproterozóico e principais unidades litoestratigráficas representando 15,4% da área do Brasil

Figure I.14 – The Paleoproterozoic and main lithostratigraphic units comprising 15.4% of the Brazilian territory

parcialmente pelos eventos orogênicos proterozóicos. Mas, mesmo nestas áreas mais expressivas, não há elementos ainda para identificar expressiva massa continental coesa no Arqueano (Fig. I.11 e Fig. I.12).

As demais áreas de ocorrências são bastante esparsas no interior da trama de faixas móveis paleoproterozóicas (estas como parte do embasamento dos crátons e das faixas brasileiras), e a interpretação mais lógica possível é de antigos e diversos núcleos-sementes articulados.

Na parte sul do maciço Central de Goiás, o cortejo de terrenos granito-*greenstones* (Goiás Velho, Crixás, Guarinos,

Pilar) do Mesoarqueano Superior e Neo-arqueano (2,84 a 2,7 Ga com metamorfismo *ca.* 2,7 Ga; Queiroz, 2000), apesar das modestas dimensões e posterior retrabalhamento ao longo de todo Proterozóico, apresenta notável registro de tipos crustais arqueanos (Fig. I.11). É possível que estes terrenos sejam frações derivadas dos Domínios/Núcleos Carajás/Rio Maria, com os quais guardam analogias composicionais e isotópicas.

No Crátón São Francisco a representação de terrenos arqueanos também é notável, em pelo menos três áreas maiores (não-exclusivas). Na porção oriental destacam-se os

**Paleoproterozóico –
Anexo da Figura 1.14**

- | | |
|--|---|
| 1. Complexo Cauaburi | 40. Suíte Serrote, Gnaíse Cantão, Grupo Rio do Côco |
| 2. Grupo Parima | 41. Grupo Natividade |
| 3. Complexo Urariqüera | 42. Grupo Riachão do Ouro |
| 4. Grupo Surumu | 43. Complexo Almas–Cavalcante |
| 5. Suítes Intrusivas Saracura (Magmatismo Uatumã) e Pedra Pintada | 44. Grupo Araí |
| 6. Supergrupo Roraima | 45. Grupos Gurupi e Aurizona |
| 7. Grupo Cauarane | 46. Suítes Intrusivas Tromai, Rosário e Tracuateaua, Complexo Maracaçumé |
| 8. Suíte Metamórfica Rio Urubu | 47. Complexo Granja |
| 9. Suíte Metamórfica Jauaperi | 48. Unidades Canindé, Independência, Quixeramobim e Arneiroz (“Complexo Ceará”) |
| 10. Suítes Intrusivas Mapuera (Magmatismo Uatumã) e Água Branca | 49. Complexos Jaguaratama e Acopiara |
| 11. Grupo Iricoumé (Magmatismo Uatumã) | 50. Complexos Caicó, Piarcó e Poço da Cruz, Suíte Várzea Alegre |
| 12. Grupo Urupi | 51. Complexos João Câmara, Serrinha–Porto Velho e Santa Cruz |
| 13. Grupo Vila Nova | 52. Complexos Salgadinho, Pão de Açúcar, Sertânia, Floresta, etc. |
| 14. Grupo Serra Lombarda | 53. Grupos Orós–Jaguaribe e Serra São José; Unidade Ipueirinha |
| 15. Grupo Cigano, Formação Papa Vento e suítes plutônicas | 54. Complexos Itaizinho e Barro |
| 16. Plutônicas Alcalinas Mapari e Boa Macaca | 55. Grupos Colomi e Xique-Xique |
| 17. Suíte Granítica São Jorge | 56. Complexo Carbonatítico Angico do Dias |
| 18. Suíte Máfico-Ultramáfico Cateté | 57. Grupo Jacobina |
| 19. Suítes Graníticas Seringa, Serra dos Carajás, Cigano, Gradaús, Bannach, Redenção, etc. | 58. <i>Greenstone Belt</i> Rio Itapicuru |
| 20. Grupo Iri (Magmatismo Uatumã) | 59. Sienito Serra de Itiúba |
| 21. Supergrupo Gorotire | 60. Complexo Saúde |
| 22. Suíte Intrusiva Teles Pires | 61. Complexo Gnáissico-Migmatítico Formosa do Rio Preto |
| 23. Suíte Intrusiva Maloquinha (Magmatismo Uatumã) | 62. Supergrupo Espinhaço |
| 24. Suíte Intrusiva Parauari | 63. Complexo Contendas–Mirante (parte) |
| 25. Suíte Intrusiva Creporizão | 64. Suíte Intrusiva Lagoa Real |
| 26. Complexo Cuiú-Cuiú | 65. Suíte Monzo-Sienítica de Guanambi (Cara Suja, Ceraíma, etc.) |
| 27. Grupo Beneficente | 66. Complexo Gnáissico-Migmatítico de Correntina |
| 28. Suíte Colider | 67. Suíte Borrachudos |
| 29. Suítes Intrusivas Matupá, Juruena e Teles Pires | 68. Supergrupo Minas |
| 30. Suítes Intrusivas São Romão e São Pedro | 69. Complexo Juiz de Fora |
| 31. Grupo Roosevelt | 70. Suíte Alto Maranhão |
| 32. Complexo Jamari | 71. Complexo São Bento do Tôres |
| 33. Grupo Mutum–Paraná | 72. Complexo Região dos Lagos |
| 34. Complexo Guaporé e Grupo Alto Jauru | 73. Suíte Quirino |
| 35. Complexo Rio Apa, Associação Metamórfica Alto Tererê, Supersuíte Amogüijá | 74. Complexo São Gonçalo de Sapucaí, Gnaíse Heliadora, Suíte Serra de São Gonçalo |
| 36. Sequências Silvânia, Rio Veríssimo, Maratá e Rio do Peixe | 75. Complexos Atuba e Itatins |
| 37. Sequência Metavulcanosedimentar de São Domingos | 76. Complexo Águas Mornas |
| 38. Complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava | 77. Complexo Encantadas e Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita |
| 39. Complexo Rio dos Mangues | |

blocos Jequié (gnaisses granulíticos diversificados), Gavião–Remanso (com provável continuidade sob os sedimentos da Chapada Diamantina) e Serrinha–Uauá. No embasamento das faixas do Espinhaço Setentrional (Paramirim, Santa Izabel, Riacho de Santana) há várias janelas de exposição de terrenos do Mesoarqueano e Neo-arqueano, de diferentes tipos, diversamente retrabalhados nos ciclos do proterozóico. Outro domínio notável de representação é o extremo sul do Cráton São Francisco, com exposições desde o embasamento da Faixa Brasília, a oeste, até o embasamento das faixas móveis da Província Mantiqueira, a leste (Araçuaí e Ribeira). Na extremidade sul do cráton (porção mais estável ou *full cratonic*), em decorrência do recuo erosivo do Supergrupo São Francisco (Grupos Bambuí, Macaúbas e correlatos; Fig. 1.16), as exposições são notórias, pela variedade (ortognaisses, migmatitos, granulitos, *greenstones*), estilos estruturais (“domos gnáissicos”, janelas erosionais) e pela riqueza mineral. Por toda periferia sul e sudeste do cráton, no embasamento do chamado “Cinturão Mineiro” (cujo pico metamórfico é o final do Orosiriano), estas unidades arqueanas se encontram variavelmente deformadas.

Resquícios de rochas do Paleoarqueano representados por ortognaisses TTG envoltos por ortognaisses mais jovens mesoarqueanos a neo-arqueanos ocorrem no Cráton São Francisco, na Bahia, e na Província Borborema, no extremo oriental do Rio Grande do Norte. No leste do Rio Grande do Norte, no maciço São José do Campestre, o Complexo Presidente Juscelino e o Metatonalito Bom Jesus representam o núcleo mais antigo conhecido no Brasil com *ca.* 3,5 a 3,4 Ga (U-Pb) (Fig. 1.10). Vestígio da existência de crosta eoarqueana no Cráton São Francisco foi recentemente detectada (Suíte *et al.* 2002) em cristais detríticos de zircão (3,8 Ga), incluídos em unidade psamítica do Supergrupo Rio das Velhas (Fig. 1.12).

Na região sudeste do Brasil, no fragmento cratônico de Luís Alves e sua extensão para o norte, Serra Negra destaca-se o complexo granulítico neo-arqueano de Santa Catarina (Fig. 1.12), com porções félsicas, máficas e algumas ocorrências ultramáficas, que se comportou como microplaca nas orogenias neoproterozóicas. Ao norte deste bloco, na sua provável contraparte pré-evolução Brasileira, no complexo gnáissico-migmatítico do maciço de Curitiba (Complexo Atuba, de idade paleoproterozóica) há consistentes indicações de protólitos neo-arqueanos (Fig. 1.14).

A representação mais meridional do Neo-arqueano no Brasil está bem documentada no Rio Grande do Sul, na zona de antepaís da Faixa Dom Feliciano, sendo composto predominantemente de ortognaisses granulíticos do Complexo Santa Maria Chico (*ca.* 2,5 Ga), com algumas inserções de paragnaisses e de rochas ultramáficas (Fig. 1.12).

No interior do embasamento exposto das faixas móveis do Proterozóico têm sido identificados vários núcleos do Mesoarqueano e do Neo-arqueano, principalmente deste

último. Trata-se, em parte apenas, de resultados de algumas pesquisas geológicas específicas, que têm sido muito mais produto do lado fortuito do levantamento geocronológico de reconhecimento. Certamente nem todos os núcleos existentes foram reconhecidos, mas as características gerais de composição, distribuição esparsa, etc., são semelhantes àquelas dos núcleos cratônicos e dos maciços como acima discutido.

A frequência de ocorrências extensivamente retrabalhadas, como acima mencionadas, estimulam a hipótese de que a taxa cumulativa de crescimento crustal no Arqueano seja na realidade bem superior àquela hoje reconhecida (ca. 34%), dentro da margem segura de cálculo. Para este argumento devem ser considerados adicionalmente as possibilidades de ocorrências arqueanas nos substratos das extensas áreas de cobertura de todas as eras proterozóicas (Uatumã s. l., Roraima, Chapada Diamantina, Bambuí) e do Fanerozóico, onde já se têm identificados núcleos cratônicos sinbrasilianos e estruturas afins (ainda não conhecidos composicionalmente), como nos casos das sinclises do Paraná e Parnaíba.

Arqueano-Paleoproterozóico Indiferenciados

A Província Amazonas Oriental, em extensas regiões da porção oriental do Cráton Amazonas, envolve terrenos arqueanos e paleoproterozóicos não-diferenciados. Essas rochas são representadas pelo “Complexo Xingu” (Silva *et al.* 1974), nos domínios Carajás e Rio Maria (gnaiesses tonalíticos e granodioríticos e granitóides indiferenciados; Silva *et al.* 1974), e pelo “Complexo Guianense”, na porção oriental do Escudo das Guianas (Fig. I.13). Melhor definição desses complexos depende ainda de uma cartografia geológica adequada, acompanhada de estudos geocronológicos e geoquímicos. Pelo conhecimento atual, sabe-se que esses complexos representam rochas com idades situadas entre o topo do Mesoarqueano (2,85 Ga/U-Pb; Machado *et al.* 1991) ao Paleoproterozóico (Orosiriano). Nos domínios Carajás e Rio Maria, o “Complexo Xingu” possivelmente representa o embasamento dessa área. Entretanto, boa parte do “Complexo Xingu” ao norte da serra dos Carajás tem idade paleoproterozóica, conforme recentes datações (Macambira *et al.* 2001; J.O.S. Santos, inédito). A norte dessa serra ocorre a Suíte Metamórfica Bacajai, também incluída no “Complexo Xingu”. Essa suíte metamórfica é correlacionável aos granulitos do Complexo Pium com 3,0 Ga/U-Pb (Pidgeon *et al.* 2000) (Fig. I.13).

“O Complexo Guianense” (Montalvão *et al.* 1975) por sua vez ocorre em extensas regiões do Domínio Amapá, na região lindeira Amapá-Pará, estendendo-se aos países da linde norte do Brasil. Gnaiesses e migmatitos são os litótipos mais abundantes.

As idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de rochas deste complexo podem ser reunidas em dois agrupamentos mais ou menos

distintos: 3,1–3,0 Ga e 2,96–2,85 Ga (Lafon *et al.* 2000), mostrando a existência de protólitos meso-arqueanos. Idades ^{207}Pb - ^{206}Pb por evaporação em zircão de tonalito variam de 3,07 a 2,89 Ga e indicam a presença de crosta mesoarqueana no Amapá. Monzogranitos paleoproterozóicos, com idade ^{207}Pb - ^{206}Pb de 2,10–2,05 Ga e zircões herdados de 2,6 Ga e idade T_{DM} de 2,6 Ga, confirmaram a presença de crosta neo-arqueana durante o evento Transamazônico. Além disso, há rochas com T_{DM} entre 2,48–2,34 Ga. Esses dados comprovam que o “Complexo Guianense” engloba rochas mesoarqueanas a paleoproterozóicas.

Cinquenta e oito análises isotópicas Sm-Nd e dezessete ^{207}Pb - ^{206}Pb por evaporação em zircão, realizadas em rochas amplamente distribuídas e relacionadas às várias unidades da parte leste do Escudo das Guianas (Domínio Amapá), indicam que cerca de 70% das idades T_{DM} são arqueanas (34% mesoarqueanas, 27% neo-arqueanas, 5% paleoarqueanas, e apenas uma eoarqueana). Quase todas as rochas analisadas possuem $\epsilon_{Nd(0)}$ negativos (-14 a -37), indicando importante residência crustal prévia dos protólitos. As idades-modelo concentram-se principalmente entre 3,20–2,80 Ga e 2,70–2,60 Ga. Granitóides com T_{DM} entre 2,48 Ga e 2,33 Ga estão incluídos no Complexo Guianense, nas suítes plutônicas paleoproterozóicas e na seqüência metavulcanossedimentar Grupo Serra Lombarda (Fig. I.14). Estes dados sugerem que houve geração de crosta no Mesoarqueano, no Neo-arqueano e no Paleoproterozóico (M.T.L. Faraco, 2002, comunicação escrita).

Paleoproterozóico

Entre as diversas eras representativas do Pré-Cambriano do Brasil, o Paleoproterozóico possui maior distribuição espacial de área aflorante, com 15,4% da superfície do País (Fig. I.14).

Quaisquer ensaios sobre esta era devem iniciar reiterando que a maioria de todas as ocorrências do Arqueano já discutidas está inserida em tramas tectônicas do Paleoproterozóico. Também que estas tramas e as unidades do Paleoproterozóico são dominantes nas províncias estruturais de núcleos cratônicos sinbrasilianos e no embasamento das províncias brasileiras, tanto nos “maciços”/blocos interfaixas e intrafaixas brasileiras, como no próprio substrato destas faixas.

Dessa forma, a assunção de que um valor superior a 80% da crosta continental do continente estava formada no Paleoproterozóico (Cordani e Sato, 1999) é uma afirmação ousada, mas procedente. Mesmo que os percentuais do Arqueano venham a ser modificados, essa assertiva pode persistir válida. A separação dos tratos do Arqueano daqueles do Paleoproterozóico é um problema comum em todos os continentes, certamente um desafio à pesquisa científica de mais algumas décadas.

A passagem do Arqueano para o Paleoproterozóico no continente consignou de forma marcante os registros

sedimentares, magmáticos e tectônicos de todas as mudanças evolucionárias que caracterizaram as esferas do Globo naquela oportunidade. De forma que o Paleoproterozóico brasileiro registra com propriedade os contingentes litogenéticos e metalogenéticos do Paleoproterozóico do mundo e com riqueza invulgar de feições. Isto será comprovado nas dissertações subseqüentes das nossas áreas de escudo.

Quatro grupos principais de eventos de acreção crustal lateral relativamente bem marcados foram reportados anteriormente, embora todos eles imprescindam de refinamento: *ca.* 2,35 Ga (Sideriano Superior) com ocorrências ainda pontuais; *ca.* 2,2–2,1 Ga (Riaciano) e *ca.* 2,0–1,85 (Orosiriano), responsáveis pela fusão de Atlântica; *ca.* 1,8–1,55 (Estateriano/Eo-Calimiano), restrito ao bloco amazônico e responsável pela fusão de Columbia. Este último evento esteve competindo no tempo com a Tafrogênese do Estateriano (Brito Neves *et al.* 1996).

A estes eventos, usualmente mais propalados, devem ser acrescentados outros eventos importantes da acreção vertical da litosfera continental, intraplaca, de magmatismo (plutonismo e vulcanismo anorogênico) e sedimentação, que agiram algumas vezes de forma consorciada. Além disso, devem ser destacados os eventos extensionais da Tafrogênese do Estateriano, a ser comentada mais à frente, relacionados com atividades magmáticas (enxames de diques, vulcânicas félsicas, maciços máfico-ultramáficos, granitos) e geração de bacias intracratônicas. Esses eventos extensionais, competiram com os eventos orogênicos acima mencionados do período em epígrafe, mas especialmente foram de amplitude superior (há registros em toda a América do Sul, na África e Laurentia).

A diversidade dos processos litogenéticos inter e intraplacas do Paleoproterozóico é de síntese difícil. Gradativamente, a partir da individualização dos núcleos arqueanos, a expressão paleogeográfica de crosta continental estável foi crescendo por todo Paleoproterozóico, sob novas condições atmosféricas (da hidrosfera, da biosfera e da dinâmica externa como um todo), e consignando os registros respectivos em vários estágios de bacias sedimentares e vulcanossedimentares.

O primeiro estágio discriminado de formação destas bacias apresenta notável contingente de unidades sedimentares de ambientes estáveis (conglomerados oligomíctos e monomíctos, arenitos ortoquartzíticos, formações ferríferas), em grande parte alocados posteriormente no interior de orogenias riacianas e orosirianas, sem perder as características originais de *stable shelf deposits*. Do mesmo estágio são várias ocorrências de unidades vulcanossedimentares de ambiência tectônica bastante diversa (*arc related, trench associated*), usualmente colocadas sob a égide de *greenstones* paleoproterozóicos, tanto no bloco Amazônico, como no do São Francisco.

Registro especial para o mais expressivo contexto de formações vulcânicas e sub-vulcânicas do mundo (com

sedimentos subordinados), que excedeu originalmente 1.000.000 km² em área, formado diacronicamente entre 2000 e 1860 Ma, recebendo várias designações (Magmatismo Uatumã, no Brasil; Fig. I.14) por todo o Escudo das Guianas. O desenvolvimento de um LIP (*large igneous province*) desta magnitude, antecedido, acompanhado e sucedido por plutonismo anorogênico de vulto requer estudos em escalas maiores, reflexão e análise geotectônica mais acurada, estando no momento sendo cotado como produto de manifestações de ativação astenosférica (*underplating?*), como resposta ao crescimento substancial da esfera litosférica, pelas colagens riaciana e orosiriana.

Sobre este *trap* vulcânico desenvolveu-se o segundo estágio amplo de formação de bacias sedimentares, ao norte (Roraima–Urupi e equivalentes; Fig. I.14) e ao sul da Amazônia (Beneficente, Gorotire, Buiúçu, Triunfo e equivalentes; Fig. I.14), com centenas de milhares de quilômetros quadrados de extensão (localmente espessuras superiores a 3.000 m) no seu total, cuja sistematização estratigráfica carece de muitos investimentos ainda. Estes depósitos de ambientes continentais e marinhos rasos, todos eles em condições ortoplataformais, em quase sua totalidade preservaram de forma notável os traços destas condições (diferentemente do primeiro estágio acima discriminado), atravessando as muitas e diferentes contingências tectônicas de todo o restante do Proterozóico na forma muito próxima da original como foram gerados.

O “estágio Roraima” foi sucedido por uma tectônica tafrogênica muito importante e expressiva em termos deste continente e de outros. A Tafrogênese do Estateriano foi marcada por magmatismo basáltico (Avanavero, Crepori, Pedras Pretas, Flórida, Tandil, etc.), vulcanismo félsico (Colider, Rio dos Remédios, Araí, Conceição do Mato Dentro, Amoguijã, etc.) e granitos anorogênicos (Lagoa Real, Borrachudos, São Pedro–Nhandú, etc.), (Fig. I.14). Além dos riftes formados no Estateriano, esta tectônica foi responsável pelos contingentes sedimentares cratogênicos mesoproterozóicos nos vários núcleos e “maciços” sinbrasilianos, a serem comentados. Provavelmente, esta tafrogênese ainda retratava, em segunda versão, a reação da astenosfera à formação das espessas e amplas massas litosféricas do terço inferior e médio do Paleoproterozóico. Embora predomine a tectônica formadora de bacias e de intrusões anorogênicas, há outros eventos a considerar. É possível que localmente os vetores extensionais dessa tafrogênese tenham sido de vulto maior, atingindo valores de extensão suficientes para consignação de litosfera oceânica, para o que há sugestões convincentes a oeste de Goiás–Tocantins e em Mato Grosso. Esta é particularmente uma área sedutora para tais estudos, por várias razões, incluindo-se, entre estas, razões analógicas, tendo em vista o registro da presença de substrato oceânico na contraparte laurentiana (cinturão huroniano).

Mesoproterozóico

O conhecimento das unidades orogênicas do Mesoproterozóico (Fig. 1.15) do continente tem sido muito prejudicado por uma série de injunções de posição geológica (e idade termal), sendo sujeita a retomadas tectônicas neoproterozóicas e fanerozóicas, como será visto. Há uma porção outra de registros de interiores cratônicos – domínios cratônicos sinbrasilianos – para consideração, muito importante e sempre a mais divulgada.

Por todo o embasamento andino e sua margem oriental, da Venezuela à Argentina (Garzon–Santa Marta, Arequipa,

Terreno Occidentalia, bloco/Cráton Pâmnia, etc.) unidades litoestruturais mesoproterozóicas estão presentes, o que deu suporte a *SWEAT connection* de Moores (1991), e de muitos seguidores, já mencionada. Estas unidades foram retomadas em nível crustal profundo pelas orogenias paleozóicas e andinas.

Nos domínios da plataforma, a sobreposição da tectogênese brasileira tem sido registrada tanto nas coberturas cratônicas do Mesoproterozóico (e.g. Grupos Canastra e Chapada Diamantina; Fig. 1.15) como também no interior das faixas móveis neoproterozóicas (Grupo Serra da Mesa), atendendo ao apelo natural de áreas de idade termal mais

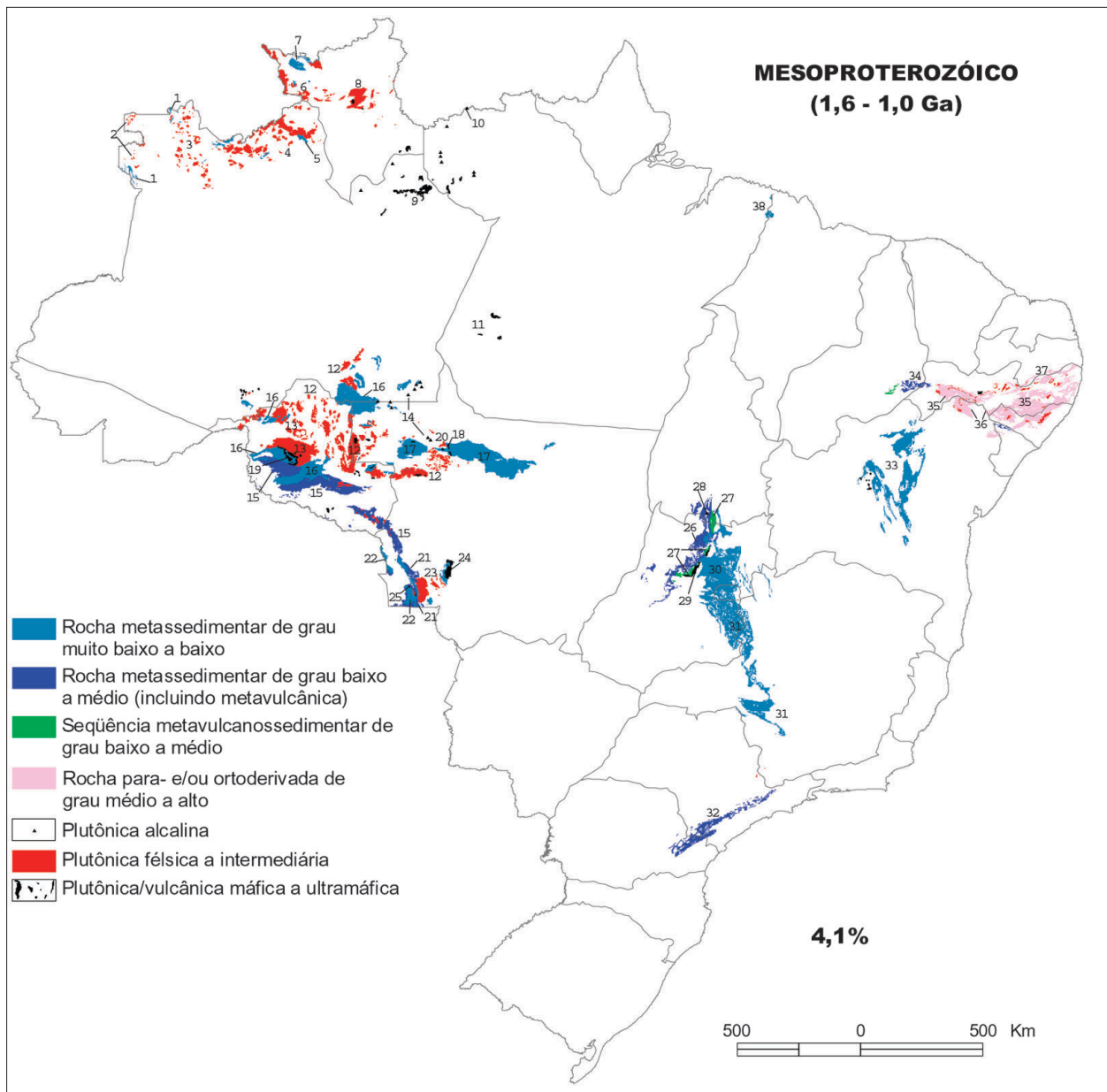


Figura 1.15 – O Mesoproterozóico e principais unidades litoestratigráficas representando 4,1% da área do Brasil

Figure 1.15 – The Mesoproterozoic and main lithostratigraphic units comprising 4.1% of the Brazilian territory

Mesoproterozóico – Anexo da Figura I.15

1. Grupo Tunuí
2. Suítes Intrusivas Tiquié e Içana
3. Suíte Intrusiva Uaupés
4. Suítes Intrusivas Marauíá, Marié-Mirim e Igarapé Reilau
5. Formações Araçá e Daraá
6. Suítes Intrusivas Auaris, Surucucus e Tocobirém
7. Cobertura *Quasi*-Roraima
8. Suítes Intrusivas Mucajai e Serra do Prata
9. Formação Seringa
10. Sienito Mutum
11. Suíte Intrusiva Cachoeira Seca
12. Suítes Intrusivas Serra da Providência
13. Suítes Intrusivas Alto Candeias, São Lourenço-Caripunas, Santo Antônio, Teotônio e Santa Clara
14. Alcalinas Canamã e Guariba
15. Formação Migrantinópolis (Grupo Nova Brasilândia)
16. Formação Palmeiral (= Formação Pacaás-Novos)
17. Formação Dardanelos
18. Formação Arinos
19. Suíte Intrusiva Nova Floresta
20. Granito Aripuanã
21. Grupo Pontes e Lacerda
22. Grupo Aguapeí
23. Suítes Intrusivas Santa Helena e Cachoeirinha
24. Suíte Intrusiva Rio Branco (Grupo Nova Brasilândia)
25. Suíte Intrusiva Rio Alegre
26. Grupo Serra da Mesa
27. Sequências Metavulcanossedimentares de Palmeirópolis, Juscelândia e Indaianópolis
28. Complexo Alcalino do Peixe
29. Sequência Serra da Malacacheta
30. Grupo Paranoá
31. Grupo Canastra
32. Grupos Votuverava e Serra de Itaberaba, Supergrupo Açungui
33. Grupo Chapada Diamantina
34. Complexos Brejo Seco, Santa Filomena e Paulistana
35. Complexos Marancó, Belém do São Francisco, Cabrobó e Canindé*
36. Suíte Chorrochó
37. Complexo Vertentes
38. Formações Igarapé de Areia e Vizeu

* Datação recente indica idade de 720 Ma, U-Pb para a unidade Faz. Grande do Complexo Canindé (B.B. de Brito Neves, dados inéditos).

jovem mediante e quando da avassaladora importância das interações brasileiro-pan-africanas. Como mencionado acima, no interior mais remoto dos domínios cratônicos sinbrasilianos é que a observação das entidades mesoproterozóicas pode ser efetivada em plenitude.

No Cráton Amazonas, ainda que o nível dos estudos geológicos seja em grande parte da fase de reconhecimento, pode-se afirmar que ali se exhibe a mais imponente vitrine do Mesoproterozóico de todo o mundo, em versatilidade e exuberância de registros. Os eventos cratogênicos, de plutonismo anorogênico (AMCGR), formação e desenvolvimento de bacias sedimentares (sedimentação tipo QPC – quartzito, pelito e carbonato, sobretudo em domínios de sinéclises e coilógenos) já haviam começado no Orosiriano (2,05–1,08 Ga)–

no fecho do desenvolvimento supercontinental anterior (Atlântica), atravessando todo o Mesoproterozóico e alcançando no tempo o Eo-Neoproterozóico. É destacável que as idades destes eventos intraplacas seguiram *pari passu* o desenvolvimento da quelogenia das faixas móveis proterozóicas de leste (onde ficava o núcleo Arqueano de Carajás–Rio Maria) para oeste; das suítes graníticas e sieníticas pré, sin e pós-Evento Uatumã (Iri-Iricoumé e correlatos) para as suítes graníticas e alcalinas ectasianas (1,4–1,2 Ga) e mesmo tonianas (1,0–0,86 Ga) (Rondônia, Costa Marques, Guapé, Fig. I.16). Este mesmo sentido de desenvolvimento e idades pode ser aplicado no caso das coberturas sedimentares e vulcanos-sedimentares, das bacias de Roraima (idades > 1875 Ma) e pouco mais jovens (Buiçu, Triunfo, Gorotire, Beneficente; Fig. I.14) mais a leste (idades > 1780 Ma) para os depósitos de Dardanelos/Palmeiral/Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1,3-Ga/U-Pb) (Fig. I.15) mais a oeste, que são do Esteniano (1,2–1,1 Ga) ou mais jovens.

Na porção mais ocidental da Amazônia estão presentes os registros do desenvolvimento orogenético mesoproterozóico mais completos e inequívocos do continente, como é o caso dos desenvolvimentos acrescionários de Cachoeirinha (1580–1520 Ma) (Fig. I.15) e Santa Helena-Rio Alegre (< 1520 Ma), consoante Gerald *et al.* (2001) e Van Schmus (2001). Posteriormente temos o registro de um ciclo wilsoniano singelo, também relativamente completo, com a porção de rifte e coberturas sedimentares mais ao sul, Aguapeí (Sunsás), no extremo SW de Mato Grosso, e a fração com abertura oceânica mais a NW, ao longo do Vale do Guaporé (Grupo Nova Brasilândia). Este ciclo foi concluído no Esteniano, em torno de 1100 Ma (Rizzoto *et al.* 1999), permitindo a seguir novo cenário geotectônico (no contexto do supercontinente Rodínia), com a viabilização das amplas coberturas Palmeiral, Dardanelos e equivalentes, da passagem Meso-Neoproterozóico, consorciadas com intrusivas graníticas (granitos jovens de Rondônia, Guapé, Costa Marques, etc.) e intrusivas e vulcânicas básicas associadas (Nova Floresta, Arinos, etc.; Fig. I.15). Estes acontecimentos tectônicos do sudoeste da Amazônia são homólogos a outros registrados nos blocos laurentiano e báltico, consoante Van Schmus (2001) entre outros, e sugerem uma ligação entre eles, mas cuja desenvoltura ainda apresenta muitos óbices a serem vencidos.

No Cráton São Francisco, as áreas rifteadas no Estateriano (1,8–1,6 Ga) desenvolveram notáveis contingentes sedimentares – Supergrupo Espinhaço e grupos Arai/Natividade (Fig. I.14) e em paralelo manifestações básicas fissurais e rochas graníticas, mas possivelmente também maciços máfico-ultramáficos, como os três mais expressivos do continente (Barro Alto, Niquelândia e Canabrava; Fig. I.14). É admissível que o desenvolvimento litoestratigráfico destas bacias deflagradas abruptamente no Paleoproterozóico tenha continuado em grande parte no Mesoproterozóico (com

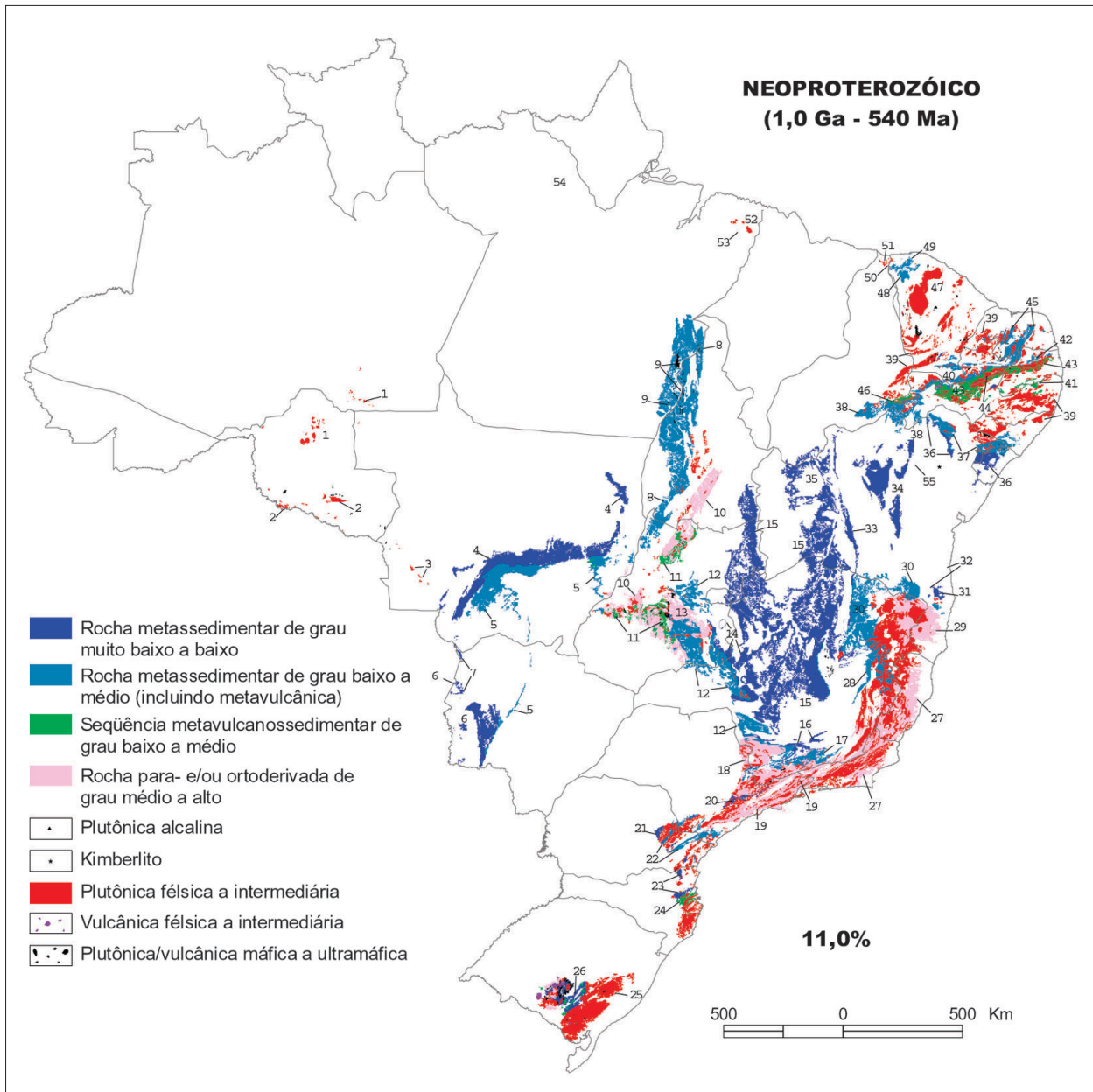


Figura I.16 – O Neoproterozóico e principais unidades litoestratigráficas representando 11,0% da área do Brasil

Figure I.16 – The Neoproterozoic and main lithostratigraphic units comprising 11.0% of the Brazilian territory

manifestações básicas discretas), sob condições de sinéclises, até o fecho desta era (Esteniano?), não havendo ainda o controle cronoestratigráfico desejado. É válido enfatizar a pujança destes depósitos (siliciclásticos em maioria, tipo QPC) no tocante às espessuras desenvolvidas (localmente > 5.000 m) e a riqueza das estruturas primárias preservadas, que permitem caracterizar exemplarmente as diferentes fases evolutivas (rifte, fluvial, transicional e marinho raso) (e.g. Chapada Diamantina, Paranoá; Fig. I.15) em condições deformacionais muito moderadas (salvo nas margens cratônicas, onde são envolvidas pelos eventos Brasilianos).

Uma deformação tectônica (orogênica?, tafrogênica?) e uma subsequente fase erosional drástica de pelo menos 200 Ma separam na Bahia estes sedimentos mesoproterozóicos das primeiras investidas sedimentares do Supergrupo São Francisco (grupos Bambuí, Macaúbas, Una; Fig. I.16), incluindo a glaciação Sturtiana, que veio acobertar praticamente todo o futuro espaço do Cráton São Francisco e instalar as pilhas litoestratigráficas das faixas móveis brasileiras que o cingem perifericamente. De certa forma, na Bahia, esta deformação (direções ortogonais àquelas do Brasiliano) é bem preservada, de amplo consenso, embora de causa discutível e de tempo

Neoproterozóico – Anexo da Figura I.16

1. Suíte Intrusiva Rondônia (*Younger Granites*)
2. Suíte Intrusiva Costa Marques
3. Suíte Intrusiva Guapé
4. Grupo Alto Paraguai
5. Grupo Cuiabá
6. Grupo Corumbá
7. Grupo Jacadigo
8. Grupo Baixo Araguaia
9. Complexos ofiolíticos da Serra do Tapa, Quatipuru e outros
10. Ortognaisses do Oeste de Goiás
11. Seqüências Metavulcanossedimentares do Arco de Goiás (Mara Rosa, Arenópolis–Piranhas, Anicuns–Itaberai, etc.)
12. Grupo Araxá
13. Complexo Granulítico Anápolis–Itaçu
14. Grupos Ibiá e Vazante; Formação Topázio
15. Grupo Bambuí
16. Grupos Carrancas e São João Del-Rey
17. Grupo Andreilândia
18. Complexo Varginha–Guaxupé
19. Complexos Embu e Costeiro
20. Grupo São Roque
21. Grupo Castro
22. Supergrupo Açungui
23. Grupo Itajaí (Formações Campo Alegre, Guaratubinha e Gaspar)
24. Grupo Brusque
25. Complexo Pinheiro Machado
26. Complexos Porongos, Vacacai e Cambaí; Grupo Santa Bárbara
27. Complexo Paraíba do Sul
28. Complexo Rio Doce
29. Complexo Jequitinhonha
30. Grupo Macaúbas
31. Grupo Rio Pardo
32. Suítes Itabuna e Itarantim
33. Grupo Santo Onofre
34. Grupo Una
35. Grupo Rio Preto
36. Grupos Vaza-Barris, Simão Dias (Formações Frei Paulo e Jacaré), Miaba e Estância
37. Grupo Macururé
38. Grupo Casa Nova (Formações Mandacaru e Barra Bonita)
39. Suíte Itaporanga
40. Grupo Cachoeirinha (Formações Santana dos Garrotes e Serra do Olho D'Água)
41. Complexo Surubim–Caroalina
42. Suítes Triunfo e Esperança
43. Complexos Salgueiro–Riacho Gravatá, São Caetano e Riacho da Barreira
44. Suíte Recanto–Riacho do Forno
45. Grupo Seridó
46. Complexo Monte Orebe
47. Suíte Intrusiva Tamboril–Santa Quitéria
48. Grupo Ubajara
49. Grupo Martinópole
50. Nefelina Sienito Brejinho
51. Suíte Intrusiva Chaval
52. Granitóides Ney Peixoto e outros
53. Complexo Alcalino Boca Nova
54. Suíte Intrusiva Mapari (Complexos alcalinos Maecuru e Maraconai)
55. Província Kimberlítica Brauna

(Ecstasiano Superior? Esteniano?) desconhecido. Em Minas Gerais, a observação desta deformação não apresenta feições claras, embora a fase de processos erosivos precedendo a sedimentação do Neoproterozóico (grupos Macaúbas e Bambuí) seja notória, e se registre a presença de diques máficos (magmatismo Pedro Lessa) que cortam o Espinhaço (já dobrado), mas não aparecem inequivocamente cortando os diamictitos e cálcio-lutitos do Supergrupo São Francisco. No centro-norte de Goiás, um processo deformacional pré-Brasiliano do Ecstasiano (*ca.* 1350 Ma) atingindo os complexos máfico-ultramáficos tem sido postulado por alguns autores (*e.g.* Correia, 1994; Winge, 1995) fundamentados em alguns dados estruturais e isotópicos, mas isto tem sido combatido sistematicamente por muitos outros. De forma que os eventos “orogênicos” denominados usualmente de “Espinhaço” e “Uruaçuanos”, ou com termos afins, são sempre causa de dissenso e polêmicas, no aguardo do progresso dos conhecimentos.

Nas províncias estruturais brasileiras, a mais ostensiva e completa representação de uma faixa móvel Meso-Neoproterozóica está nos ortognaisses e nas seqüências vulcanossedimentares do Cariris Velhos. A representação deste ciclo wilsoniano se estende do Piauí Oriental às costas da Paraíba (WSW–ENE, por cerca de 800 km), com variado acervo litoestratigráfico, desde unidades ofiolíticas até granitóides peralcalinos pós-colisionais, razoavelmente bem resgatados, apesar do retrabalhamento do Brasiliano sobreposto. A evolução do Cariris Velhos se processou entre o final do Esteniano mais Superior (*ca.* 1050 Ma) e o início do Toniano (970–950 Ma), sendo considerado um ramo orogênico complementar da articulação de Rodínia. Interessante acrescentar que neste intervalo do tempo geológico esta evolução conviveu e competiu no resto do continente com a Tafrogênese Toniana, a primeira das fases extensionais responsáveis pela fissão de Rodínia e instalação dos processos orogênicos do Brasiliano–Pan-Africano.

Algumas outras unidades litoestratigráficas de cobertura (diversos tipos) altos internos e plutônicas (granitóides, gabro-anortositos) do Mesoproterozóico da Borborema (no Ceará, Pernambuco) foram totalmente envolvidas na deformação do Brasiliano, após uma origem e história cratogênica de muitas centenas de milhões de anos, e isto teve vários outros exemplos nas demais províncias brasileiras (como na Mantiqueira), que estão gradativamente sendo perquiridos.

No embasamento da Província Tocantins há ocorrências de rochas graníticas e alcalinas, gabro-anortositos e vulcanossedimentares atribuídas ao Mesoproterozóico, todas elas carentes de melhor controle geocronológico, tendo em vista a sobreposição de deformação do Brasiliano. Ainda, na Província Tocantins tem sido usual a discriminação de margens continentais do tipo Atlântico (grupos Paranoá e Canastra, Fig. I.15), como expressões da existência prévia de uma borda

ocidental do Cráton/Continente São Francisco no Esteniano. A interpretação de que aquelas unidades de plataforma carbonática sejam de idade mesoproterozóica (o que de certa forma é um argumento que compromete a integridade irrestrita de Rodínia) é possível, mas não conta ainda com os subsídios isotópicos necessários.

Neoproterozóico

A história do Neoproterozóico (Fig. 1.16) é em sua essência a história de um ciclo supercontinental (destruição de um supercontinente e posterior reconstrução de outro), em todas suas feições fundamentais e de eventos conexos esperáveis, e isto está consignado de forma excepcional no embasamento da Plataforma Sul-Americana, desde que alguns complementos sejam importados da Plataforma Africana. Este ciclo mencionado trata da fissão diacrônica (tafrogêneses do Toniano, Criogeniano, em sua totalidade, e parcialmente do Neoproterozóico III) de um supercontinente – Rodínia; seguindo a formação de um complexo cenário paleogeográfico, com tipos crustais continentais, transicionais e marinhos, houve a posterior e diacrônica aglutinação de um grupo de fragmentos descendentes desse supercontinente (Rodínia) na articulação/fusão de outro supercontinente Gondwana ou Gondwana-Pannotia (na versão mais arrojada), concluída somente no início do Fanerozóico (Eo-Ordoviciano).

A diacronia dos processos de interação dos fragmentos/placas descendentes de Rodínia foi considerável, de uma parte a outra do amplo cenário de acreções e colisões que resultou na fusão de Gondwana, o que pode ser consignado na análise tectônica e geocronológica das principais províncias estruturais que vieram a se formar. A consulta à Tabela 1.1, que sintetiza consórcio diacrônico de eventos de interação/orogêneses nas quatro províncias consideradas, é aconselhável para aproximar esta descrição da realidade dos fatos deste ciclo supercontinental – referencial para qualquer ensaio tectônico do embasamento da plataforma em epígrafe.

As estruturas pré-Brasílicas, do Arqueano ao Mesoproterozóico, ficaram preservadas – com menor ou maior grau de ativação/regeneração – no interior dos crátons sinbrasílicos (fragmentos maiores da fissão) e dos maciços e *basement inliers* interfaixas e intra-faixas (fragmentos menores da fissão) de dobramentos. Os fragmentos descendentes de Rodínia exerceram os papéis de placas, microplacas, microcontinentes e terrenos no ciclo supercontinental Neoproterozóico. Outra parte deste contingente descendente de Rodínia se encontra estirado no substrato sílico das faixas móveis brasílicas, e nesta situação geotectônica se têm os casos mais drásticos e ostensivos de regeneração. As exposições deste embasamento das faixas brasílicas em janelas estruturais e erosionais, entre outros tipos de “altos”, demonstram que há entre elas a supremacia de unidades litoestruturais paleoproterozóicas.

Ocasionalmente, alguns contextos litoestruturais formados no Paleoproterozóico (*e.g.* coberturas vulcanossedimentares e plutonismo anorogênico do Esteniano e posteriores) têm sido identificados como partícipes importantes da infra-estrutura de faixas móveis neoproterozóicas, na periferia dos crátons sinbrasílicos e, algumas vezes, mesmo longe deles.

Os espaços bacinais criados na desarticulação de Rodínia variaram bastante, na forma de geração, dimensões e proporções, grau de estiramento crustal, natureza de litosfera gerada, no quadro de arranjos paleogeográficos, intensidade da atividade vulcânica ou organógena, etc., e tiveram desenvolvimentos diacrônicos, a partir das tramas tafrogênicas do Esteniano/Toniano (passagem Meso-Neoproterozóico) ao terço inferior do Neoproterozóico III. São identificados sítios paleogeográficos de riftes, sistemas de riftes, aulacógenos, margens passivas (circundando a periferia dos crátons sinbrasílicos), mares epicontinentais e trechos oceânicos significativos, mediante a observação dos registros litológicos e outras indicações geotectônicas. Nem sempre estas incursões ao quadro paleogeográfico e paleotectônico é possível, estando estas discriminações na proporção inversa do grau de transformação termodinâmica dos tipos litosféricos e das litologias conexas nestes geradas.

Não é possível o consenso na esquematização das bacias continentais e dos oceanos (e braços de oceanos), sendo possível mencionar uma série de registros interessantes perlongando a sudeste o bloco amazônico (e o bloco do Pântia), a oeste e leste do bloco da África Ocidental (que se estendem ao Brasil) e ainda circunscrevendo quase inteiramente os blocos sanfranciscano (noroeste, oeste, nordeste, sul e sudeste) e Kalahari (Fig. 1.10). Algumas designações têm sido criadas para estes oceanos e tratos de oceanos (Adamastor, Goianides, Farusiano, Brasilides, etc.), mas há um longo percurso de investigações a percorrer para que se possa traçar um quadro paleogeográfico próximo daquele configurado no Neoproterozóico.

Nos eventos de interação dos segmentos descendentes de Rodínia (crátons e “maciços” sinbrasílicos) foram desenvolvidos novos e importantes edifícios litosféricos, arcos de ilhas (*e.g.* Mara Rosa; Fig. 1.16) e arcos magmáticos (*e.g.* Pelotas, Três Córregos–Cunhaporanga, Agudos Grandes, Plen, etc.), em diversos tempos de 930 Ma até *ca.* 600 Ma, de forma que novos candidatos a agentes de interação do tipo colisional surgiram no quadro final de colagem Brasílica e fusão de Gondwana. Assim, não só foram os descendentes de Rodínia que interagiram no final do Brasílico, mas também outras construções orogênicas precoces participaram de vários sítios de interação.

Como já descrito, do quadro fisiográfico do Cenozóico da Placa Sul-Americana e de suas áreas de escudo, foram distinguidos quatro conjuntos principais de desenvolvimento de estruturas brasílicas, ou seja, quatro cenários

paleogeográficos e geotectônicos mais ou menos distintos (Borborema, Tocantins, Mantiqueira e Pampeana, esta localizada no noroeste argentino). Há linhas de conexões paleogeológicas, em termos de ambiente e de tectônica, e partes significativas de todas elas estão sotopostas às sinéclises paleozóicas e/ou encobertas na plataforma continental. A posição de cada uma delas no arranjo dos blocos do embasamento pré-Brasiliano e outras peculiaridades composicionais e evolutivas justificam a manutenção da presente subdivisão provincial.

Não há números precisos sobre a acreção crustal do Ciclo Brasiliano, ao mesmo tempo em que sobram elementos para enfatizar a potencialidade dos efeitos de ativação e regeneração, atingindo diversamente contextos pré-Brasilianos, zonas cratônicas (bordas e eventualmente zonas interiores, corredores de deformação), faixas móveis paleoproterozóicas e mesoproterozóicas e coberturas. Como exposto anteriormente, há até mesmo coberturas paleoproterozóicas e mesoproterozóicas constituindo *schist belts* de faixas brasileiras (e.g. Ceará Central, Jaguaribeana, Araçuaí em parte), após uma história cratogênica prévia de muitas centenas de milhões de anos. A granitização é marca característica de algumas províncias (Borborema e Mantiqueira), afetando contextos de embasamento pré-Brasiliano e supracrustais deste ciclo. Há estimativas de uma acreção crustal, em termos de materiais juvenis aportados, na ordem bem inferior a 10% (Cordani e Sato, 1999), o que se coaduna com estimativas feitas por Condie (2002) para outros continentes (ca. 6%).

Estes dados significam que houve no Brasiliano grande predomínio de deformação, retrabalhamento, modelamento e processos afins, sobre acreção crustal intrinsecamente falando. Entretanto, foram estes processos que deram praticamente a última forma ao substrato Pré-Cambriano da Plataforma, incluindo o arranjo dos domínios amplos (superprovíncias) antes mencionados – Pré-Brasiliano e Brasiliano.

Devem ser destacados como capítulo especial da história destas províncias os termos finais do processo orogênico, diacrônico por excelência, na passagem do Proterozóico para o Fanerozóico, ligados a impactogênese, tectônica de antepaís e de escape (extrusão). No interior dos crátons podem ser identificados corredores de deformação (e.g. Paramirim), impactógenos (e.g. Tucavaca/Bolívia, Bacia Campo Alegre/Grupo Itajaí; Fig. 1.16), enxames de diques (e.g. Vale do Curaçá e Piranhas no Vale do Tapajós), magmatismo máfico-ultramáfico (Oriximiná).

Nas margens cratônicas o retrabalhamento do embasamento pré-Brasiliano varia de pouco intenso para completamente reestruturado, notando-se comumente a instalação de bacias de antepaís, com sedimentos das fases pré-orogênica e pós-orogênica (molássicas), associado a

importante vulcano-plutonismo terminal. No interior das faixas móveis brasileiras devem ser destacadas a formação de intrafossas (*molassic foredeeps*) e de bacias *pull-apart* (riftes transtracionais) com depósitos pós-orogênicos, de milhares de metros de espessura, estes últimos seguindo a linha dos *shear belts* ou lineamentos. Este estágio terminal do Brasiliano e ao mesmo tempo o estágio de formação e fixação de coberturas paraplataformais fanerozóicas foi com propriedade designado de Estágio de Transição, por Almeida (1969) (corresponde ao depósito da Sequência Alfa de Soares *et al.*, 1974).

Estes lineamentos, longilíneos e poli-históricos, estão presentes em todas as províncias e foram os grandes responsáveis pela última forma geológico-geométrica delas. Posteriormente, tiveram grande influência como zonas alinhadoras dos depocentros de sinéclises e delimitadores de bacias interiores paleo-mesozóicas e cenozóicas, lugar geométrico que foram de diversos tipos de reativação tectônica no Fanerozóico.

Paleozóico

Como acima mencionado, as etapas preliminares da sedimentação fanerozóica da Plataforma Sul-Americana estão ligadas às últimas manifestações tectônicas Brasileiras. A tectônica formadora inicial dos extensos depósitos fanerozóicos subseqüentes – do Ordoviciano ao Triássico – tem sido muitas vezes atribuída ao Brasiliano, em termos de riftes precursores (Estágio de Transição) e relaxamento termal da litosfera sucedendo um ciclo geodinâmico muito quente (a granitogênese é uma das marcas mais expressivas do Brasiliano), mas isso são hipóteses não consensuais, sem, ainda, os argumentos geofísicos quantitativos necessários e convincentes.

Ao estágio inicial paraplataformal (transição “alfa”), seguiu-se uma ampla etapa, em vários estágios em condições ortoplataformais, com pelo menos três amplos ciclos sedimentares do Ordoviciano ao Triássico (ou três seqüências sedimentares cratônicas no sentido de L.L. Sloss). Desenvolveram-se neste segundo estágio, de caráter ortoplataformal, as sinéclises paleozóicas, caracteristicamente entidades de substrato gondwânico (há equivalentes na África, Índia, etc.) por excelência, sobre áreas afetadas ou não pelo Brasiliano, com formas finais elípticas e sub-circulares de dimensões acima de 500.000 km² e com depocentros chegando a atingir 7.000 m de profundidade (média de 4.000 a 5.000 m). Esta sedimentação não se limitou às nossas sinéclises – Acre, Solimões, Amazonas, Parnaíba, Paraná, Chaco-Paraná –, que são apenas onde estão as suas principais possanças e expressões fisiográficas, mas cobriram grande parte do Gondwana, cujos restos podem ser encontrados da Amazônia (bacias Alto Tapajós e Parecis) à Patagônia (Claraomecó, Neuquén, Austral, Malvinas). Algumas vezes, estas seqüências

de Gondwana podem ser encontradas no lastro das seqüências das bacias interiores e das bacias costeiras da margem continental, capturadas tectonicamente quando da formação destas últimas, no Meso-Cenozóico. Adicionalmente, parte importante dos registros desta notável cobertura sedimentar, que não logrou armadilhas estruturais em sinéclises e riftes, foi exumada desde o próprio Paleozóico, ao longo dos eventos tectônicos, epirogenéticos e outros de formação do relevo brasileiro. Isto aconteceu especialmente após o Triássico, mas não exclusivamente.

Algumas destas grandes bacias mostram riftes precursores do Estágio de Transição (inicial, paraplatoformal), exibindo assim uma geometria final de coilógenos. Por seu turno, é sob a proteção das sinéclises e das coberturas paleozóicas que as diversas bacias, riftes e bacias transtracionais (intra-fossas, *pull apart*, etc.) do estágio de transição logram preservar seus registros mais notáveis. Fora destas condições, ou seja, de proteção pelo registro sedimentar paleozóico, as coberturas do estágio de transição foram facilmente erodidas e minimizadas em expressão e dimensões, o que é uma característica do Cambro-Ordoviciano da plataforma sul-americana.

As grandes bacias da história sedimentar paleozóica apresentam muitas subdivisões internas, longitudinais, por altos (domos, antéclises, arcos, etc.) originados já na tectônica do Brasileiro ou auferidos no Meso-Cenozóico, quando foram fortemente reestruturadas e penetradas por magmatismo basáltico e alcalino. Por todo o Paleozóico predominam sedimentos siliciclásticos maduros e condições amagmáticas, onde as presenças de carbonatos (vários locais) e evaporitos (Carbonífero da Amazônia) são consideradas exceções dignas de nota. Vários episódios de glaciação têm sido registrados no Ordoviciano (Paraná), no Devoniano (Solimões e Amazonas) e no Carbonífero Superior (Paraná, o mais notável), mas em todas as bacias há uma evolução das condições climáticas bem registrada, partindo de condições glaciais e muito frias e culminando com *red beds* (até evaporitos) para o topo das unidades sedimentares (do terceiro grande ciclo, ou “Seqüência Delta”), (Fig. I.17).

Do ponto de vista tectônico, predominaram as condições gerais de ortoplatofoma, com incidências muito locais de instabilidade tectônica, a qual vai crescendo para o fim do Paleozóico, quando começaram as manifestações magmáticas que preludiam a próxima etapa evolutiva. Soares *et al* (1974) e Soares *et al* (1978) destacaram duas seqüências sedimentares cratônicas, com ciclos transgressivos-regressivos mais ou menos completos do Paleozóico Inferior ao Eo-Carbonífero (“estágio talassocrático” de Almeida, 1969) que designaram de “beta” e “gama”, e esta concepção tem-se de certa forma mantido nos trabalhos de síntese mais recentes (Milani e Zalán, 1999). Do Carbonífero Superior ao Triássico (localmente até o Jurássico–Cretáceo), está o registro de um

Paleozóico – Anexo da Figura I.17

Rochas sedimentares

1. Formação Prosperança (C –O)
2. Grupo Trombetas, Grupo Curuá (SD)
3. Grupo Tapajós (C)
4. Formações Capoeiras, Borrachudo e São Benedito (D)
5. Formação Ipixuna (CP)
6. Formação Pimenta Bueno (C)
7. Formação Cacoal (S)
8. Formação Fazenda Casa Branca (C)
9. Formação Jauru (C)
11. Grupos Rio Ivaí (Formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria) (OS) e Paraná (Formações Furnas e Ponta Grossa) (D) indiferenciadas
12. Formação Piranhas (O)
13. Formação Aquidauana/Grupo Itararé (CP)
14. Formação Corumbataí (P-T)
15. Grupo Guaritas (C –O)
16. Grupos Itararé (Formações Taciba e Campo Mourão), Guatá (Formações Rio Bonito e Palermo) e Passa Dois (Formações Terezina e Serra Alta) (P)
17. Formação Rio do Rasto (P-T)
18. Formação Pirambóia (P-T)
21. Grupo Santa Fé (CP)
22. Formação Salobro (EO?)
23. Formação Santa Brígida (P)
24. Formação Palmares (C)
25. Formação Juá (E)
26. Grupo Igreja Nova (CP)
27. Formações Santa Brígida (CP) e Curitiba (C)
28. Formações Tacaratu, Mauriti e Inajá (S)
29. Formações Melancia, Cococi e Anjico Torto (EO)
30. Suíte Intrusiva Meruoca (E)
31. Grupo Jaibaras (EO)
32. Formações Pimenteiras, Cabeças e Longa, e Grupo Serra Grande (S-D)
33. Formações Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca (CP)
34. Formações Guamá e Piriá (EO?)
35. Formação Água Bonita (SD)

Rocha plutônica félsica a intermediária

10. Suíte São Vicente (E)
20. Granitóides dos Orógenos Araçuaí/Rio Doce e Búzios (E)

Complexo plutônico alcalino

19. Suíte Alcalina de Canaã (E)

terceiro grande ciclo sedimentar ou seqüência sedimentar cratônica, eminentemente continental (ocorrências marinhas locais importantes), domínio de siliciclásticos, onde se destacam depósitos de *red beds* depósitos eólicos, que foram chamados de “Seqüência Delta”, e que já haviam previamente sido discriminados como do estágio geocrático por Almeida (1969). A formação de desertos continentais extensos (Botucatu, Sambaíba, etc.; Fig. I.18) é um traço indelével da culminação deste ciclo/seqüência geocrática.

Este terceiro ciclo alcançou o período Triássico (praticamente caracterizado por lacunas sedimentares) apenas nas Bacias do Parnaíba e Paraná. A partir da parte média do Triássico, começou o processo de completa reestruturação das sinéclises, que incluiu o magmatismo básico fissural (iniciado na Amazônia

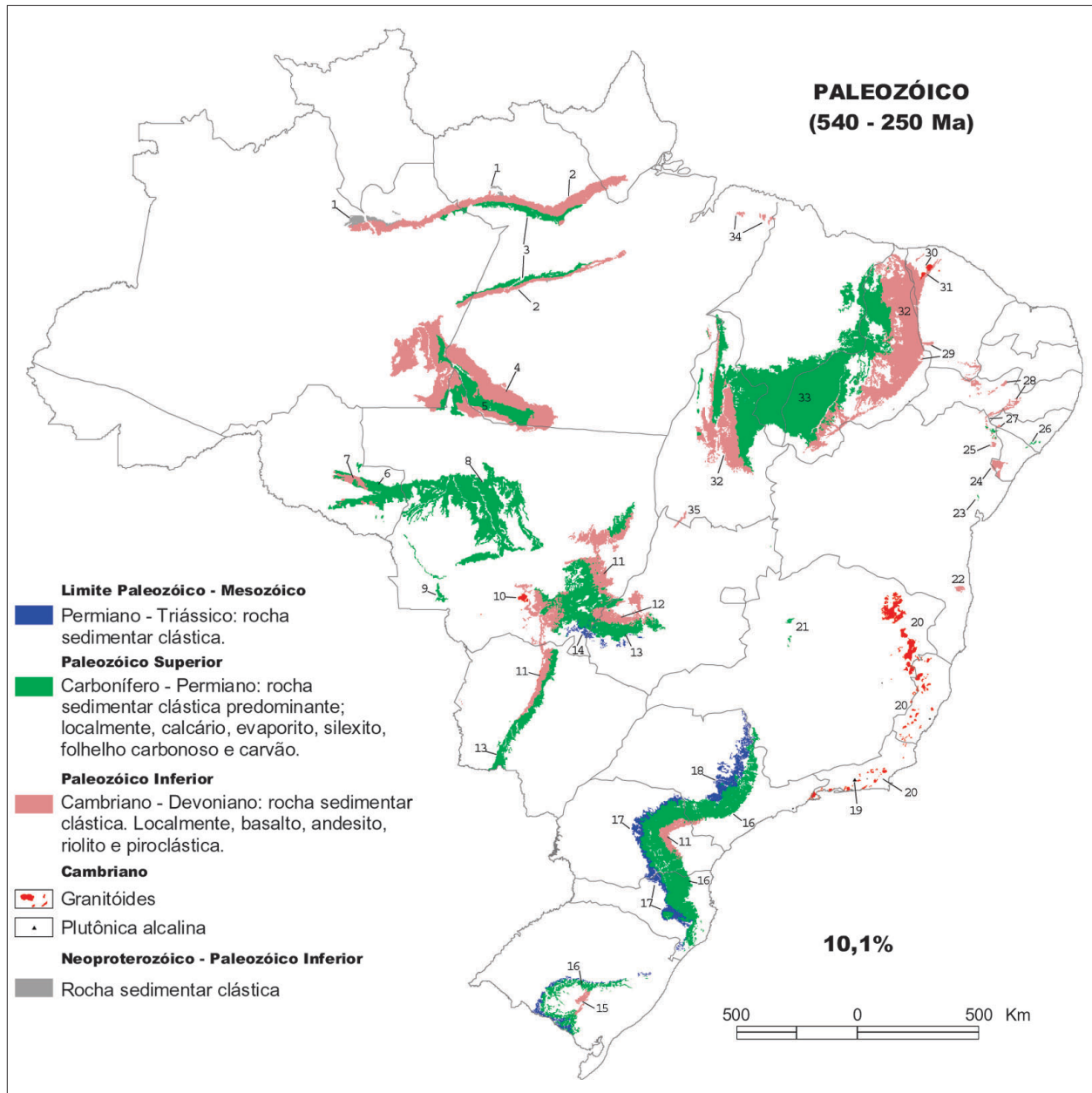


Figura I.17 – O Paleozóico e principais unidades litoestratigráficas representando 10,1% da área do Brasil

Figure I.17 – The Paleozoic and main lithostratigraphic units comprising 10.1% of the Brazilian territory

no Jurássico, em 200 Ma), cujo pico foi consumado no Eo-Cretáceo Vulcanismo Sardinha-Serra Geral, quando se deu o registro principal de um dos maiores *traps* vulcânicos da história da Terra (considerando como um LIP).

Os eventos de interação de placas (a norte, sul e oeste do continente) e o desenvolvimento do Oceano Atlântico (desde 180 Ma) foram os eventos globais responsáveis pela ubíqua ativação tectônica que caracterizou a plataforma, seu embasamento e cobertura, reestruturando bacias e criando outras novas bacias (interiores e costeiras), em condições paraplataformais, onde predominaram siliciclásticos muito

imatuross nas suas primeiras fases. A ativação tectônica, chamada diversamente (“Wealdeniana”, “Mesozóica”, “Sul-Atlantiana”), tem sido considerada um fenômeno global, em grande parte vinculada direta e indiretamente (“reflexa”, “litosfera ativada”) aos processos de interação e acreção da placa sul-americana. Mas, a magnitude do fenômeno, a natureza do magmatismo (básico, alcalino, félsico, localmente granítico), tem levado alguns autores a sugerir a participação eventual de outros eventos (“manto ativado”) sub-litosféricos. Em termos supercontinentais, este conjunto de eventos tectono-magmáticos esteve relacionado com a fissão de Pangea e o

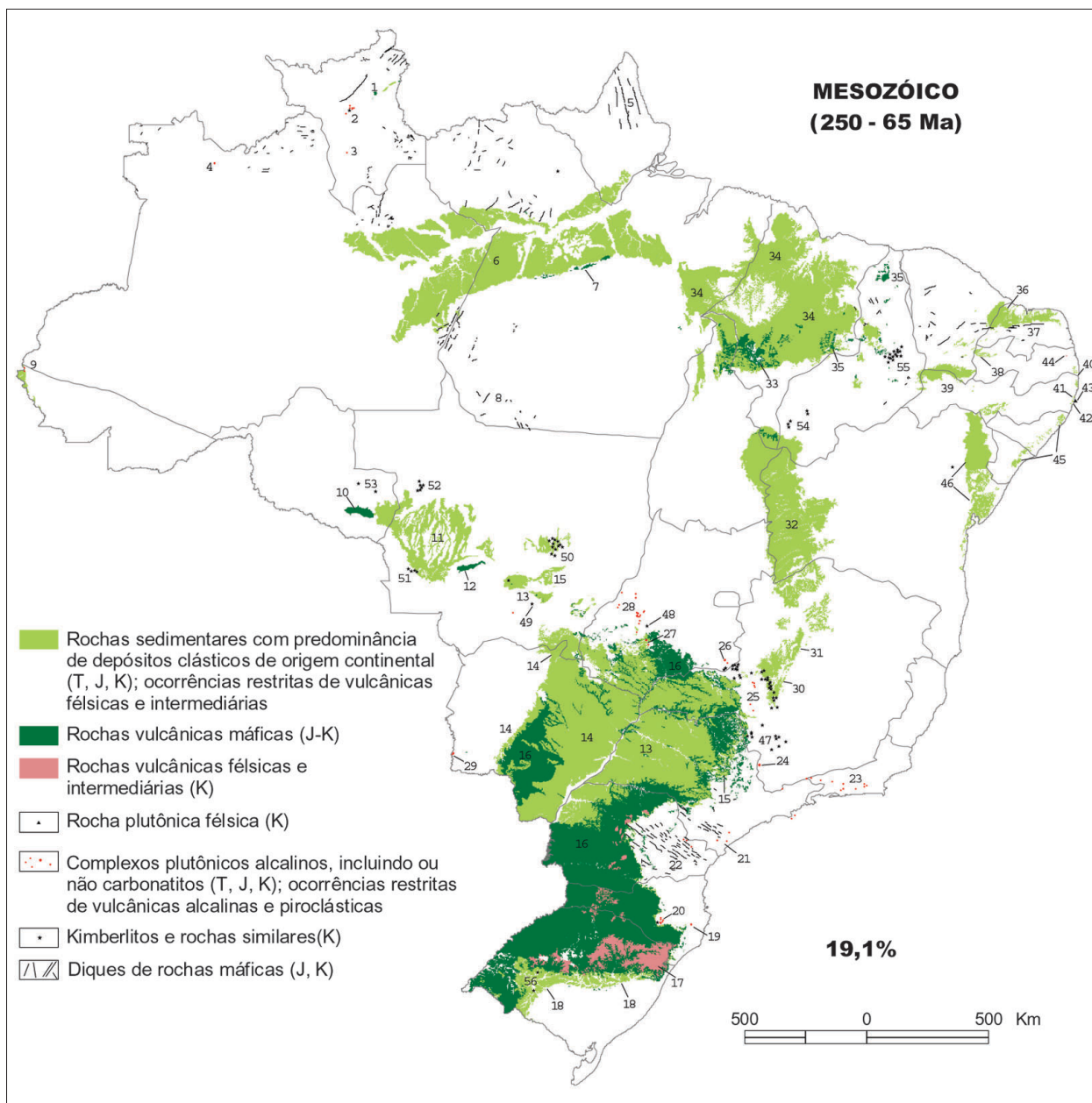


Figura I.18 – O Mesozóico e principais unidades litoestratigráficas representando 19,1% da área do Brasil

Figure I.18 – The Mesozoic and main lithostratigraphic units comprising 19.1% of the Brazilian territory

início do fechamento do Pacífico *s.l.*, tendo instalado portanto o prefácio ainda remoto do próximo ciclo supercontinental.

De certa forma, a história das sinéclises pode ser considerada encerrada com este estágio de vigorosa reorganização tectônica e sedimentar, recortada e encimada por magmatismo, na qual o registro sedimentar é esparso e marcado por condições de instabilidade tectônica, que foi designado de “Seqüência Epsilon” (Soares *et al. op. cit.*), mas que tem abrangência mais complexa e prolífica. Alternativamente, pode-se dizer que a história das sinéclises coincide com a história de dois supercontinentes, de Gondwana

(começaram após sua consolidação) a Pangea (terminaram com a desarticulação deste).

De fato, a partir do Aptiano, gradativamente para o resto do Cretáceo, as condições tectônicas mudaram substancialmente para mais estáveis, incluindo nas bacias de margem continental do Atlântico (passagem do estágio de anomalias termais e rifteamento para o de relaxamento tectônico, como será discutido).

Comparadas com bacias semelhantes do hemisfério norte (Milani e Zalán, 1999), as sinéclises são consideradas repositórios pouco significativos de recursos energéticos. Na

Mesozóico – Anexo da Figura I.18

Rochas sedimentares

1. Formação Tucano (K)
6. Formação Alter do Chão (K)
9. Grupo Acre (K)
11. Formação Parecis (K)
13. Grupo Bauru (K)
14. Grupo Caiuá (K)
15. Formação Botucatu (JK)
18. Grupo Rosário do Sul (T) e Formação Botucatu (JK) indiferenciados
31. Grupo Areado (K)
32. Formação Urucuaia (K)
34. Formações Sambaíba (T), Pastos Bons (J), Corda (J), Grajaú (K), Codó (K) e Itapecuru (K)
36. Formações Jandaíra (K) e Açú (K)
38. Grupos Rio do Peixe (K) e Iguatu (K)
39. Formações Brejo Santo (J), Missão Velha (J), Santana (K) e Exu (K)
40. Formações Beberibe (K) e Gramame (K)
41. Grupo Pernambuco (K)
45. Grupo Perucaba (JK), Formações Muribeca (K), Riachuelo (K) e Coqueiro Seco (K), Grupo Coruripe (K) e Formação Cotinguiba (K)
46. Grupo Marizal (K), Formação São Sebastião (K), Grupo Ilhas (K), Formação Candeias (K), Grupo Brotas (K) e Grupo Santo Amaro (K)

Rochas vulcânicas máficas

1. Apoteri (vulcânicas máficas e diques de diabásio) (K)
5. Diques de diabásio Cassiporé (J)
7. Vulcânica máfica e diques de diabásio Penatecaua (J)
8. Dique de diabásio Cururu (J)
10. Formação Anari (J)
12. Formação Tapirapuã (J)
16. Formação Serra Geral (K)
22. Diques de diabásio Serra Geral do Arco de Ponta Grossa (K)
33. Formação Mosquito (J)
35. Formação Sardinha (K)
37. Diques de diabásio Rio Ceará-Mirim (JK)

Rochas vulcânicas félsicas a intermediárias

17. Formação Serra Geral (K)
42. Formação Ipojuca (K)
44. Vulcânicas Félsicas de Itapororoca (K)

Rochas plutônica félsica a intermediária

43. Granito Alcalino do Cabo Santo Agostinho (K)

Complexos plutônicos alcalinos

2. Suíte Intrusiva Alcalina Apiaú (K)
3. Sienito Catrimâni (K)
9. Sienito República (T)
4. Complexo Alcalino Seis Lagos (JK)
19. Complexo Alcalino de Anitápolis (K)
20. Complexo Alcalino de Lages (K)
21. Complexos Alcalinos de Jacupiranga, Juquiá, Tunas, etc. (K)
23. Complexos Alcalinos de Passo Quatro, Itatiaia, Tinguá, Rio Bonito, etc. (K)
24. Complexo Alcalino de Poços de Caldas (K)
25. Complexos Alcalinos de Tapira, Araxá, Serra Negra, Serra do Salitre (K)
26. Complexo Alcalino de Catalão (K)
28. Complexos Alcalinos de Santa Fé, Iporá, Morro do Engenho (K)
29. Suíte Alcalina Fecho dos Morros (T)

Rochas vulcânicas alcalinas

27. Vulcânica Alcalina de Santo Antônio da Barra (K)
30. Grupo Mata da Corda (vulcanoclásticas e vulcânicas alcalinas) (K)

Províncias Kimberlíticas

25. Alto Paranaíba
47. Bambuí
48. Amornópolis
49. Poxoréu
50. Paranatinga (Batovi)
51. Pontes e Lacerda
52. Aripuanã (Juína)
53. Pimenta Bueno
54. Gilbués
55. Picos (Moema-Tinguins)
56. Jaguari-Rosário do Sul
20. Lages
2. Apiaés

bacia do Parnaíba e nos “restos sedimentares” paleozóicos espalhados na Província Borborema estão significativos e estratégicos recursos de águas subterrâneas.

Mesozóico

O Triássico constitui o fecho de um ciclo supercontinental (Pangea) e a instauração de um outro que levou ao desencadeamento de tafrogênese e fissão, ainda em andamento, responsável pela formação do Atlântico (e outros oceanos meso-cenozóicos). Estes eventos, geralmente computados sob a égide de “Ativação Mesozóica” (Almeida e Carneiro, 1989) e/ou Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus e Campos, 1984), na verdade constituem o reflexo nas margens e no interior (por vezes muito remoto) do continente das ações e interações então em processo (acresção, subducção, transformância, microcolisões) e a que passou a ser submetida a placa sul-americana e que de certa forma se preservam até o presente em condições mais amenas. Trata-se de um conjunto rico e variado de eventos tectônicos, sedimentares e magmáticos, com notável repercussão metalogenética, de distribuição diacrônica, a partir do Permo-Triássico, sendo difícil colocar um fecho, porque são parte apenas (mais marcante) de eventos globais em andamento até o presente.

A primeira parte deste ciclo (Triássico Superior, Jurássico) foi marcada por lacunas e poucas ocorrências locais de unidades sedimentares. A segunda parte, por seu turno (pós-Jurássico Superior), a partir do final do Jurássico (Titoniano) é extraordinariamente rica em feições geológicas gerais, adicionalmente marcada pela acumulação de bens minerais estratégicos. A representação principal está na deflagração do desenvolvimento da margem continental passiva, quando da instalação de três tratos de oceanos (Atlântico Equatorial, Central e Austral), com condições relativamente distintas (tempo, natureza e composição do substrato, tectônica formadora e deformadora, estágios estratigráficos, magmatismo) e a posterior coalescência dos substratos na passagem para o Cenozóico (pós-Maastrichtiano).

A contundência heterogênea e diacrônica destes eventos (“litosfera ativada” e “manto ativado”) poupou pouquíssimas áreas do continente, sobretudo aqueles domínios cratônicos mais antigos, mas nem todos. Assim como é possível afirmar que as estruturas brasileiras, pré-Ordovicianas, foram aquelas afetadas de forma privilegiada, tanto ao longo da margem continental (registros mais fartamente observados) como nos domínios mais interiores. De forma especial, os grandes lineamentos da fase de extrusão das províncias brasileiras (e pan-africanas) foram ativados de forma intensa, com rejeitos verticais expressivos, de tal sorte que em algumas bacias do interior da Borborema é possível distinguir falhamentos gerados no Mesozóico daqueles simplesmente retomados (estes

geralmente com espessas zonas miloníticas em níveis crustais rasos, gerados no Brasiliano). Algumas coberturas paleozóicas e mesozóicas estão efetivamente reestruturadas localmente ao longo das linhas de falha brasileiras, com vários exemplos por todo Brasil, notadamente ao longo dos lineamentos Transbrasiliiano, Jaguaribe, Patos–Malta, Afogados da Ingazeira, Pernambuco, etc.

Os depósitos sedimentares da fase de ativação tectônica foram todos colocados sob a égide de uma única seqüência sedimentar “slossiana” (“Seqüência Epsilon”) por Soares *et al.* 1974 e 1978 (*op. cit.*), o que pode ser didaticamente aceitável, mas não traduz a variedade de eventos, visto que há vários estágios sedimentares (separados por discordâncias inter-regionais) de diferentes fases e estilos tectônicos e diferentes etapas de magmatismo a serem considerados.

Na margem continental (também nas bacias do interior do continente) é costumeiro discriminar três estágios evolutivos distintos, sobrepostos discordantemente a um contexto inicial Paleozóico/Eo-Triássico (chamado de “estágio” pré-rifte ou de sedimentos do supercontinente, seqüências Alfa, Beta, Gama, Delta) já discutido acima.

A seqüência do primeiro estágio designado de rifte (ou dos “lagos”) foi iniciada no Jurássico Superior (“sin-rifte I”) tendo sido marcado por falhamentos extensionais, com formação de um complexo sistema de grábens e depósitos siliciclásticos imaturos (aluviais e lacustres), contemporâneo de fase importante de magmatismo basáltico. Os estágios subseqüentes (“sin-rifte II” e “III”, Neocomiano e Barremiano) deram continuidade ao anterior, propagando os eventos extensionais para todo o interior do continente, terminando numa fase de quiescência tectônica, ainda com sedimentos continentais preponderando.

Adveio um segundo estágio evolutivo, com características transicionais, com a passagem das condições continentais para marinhas, em condições de quiescência tectônica (Aptiano-Albiano) e remoção de relevos, cujos litótipos sedimentares estão presentes na margem continental (siliciclásticos, carbonatos, evaporitos, folhelhos negros = estágio “golfo” ou “proto-oceânico”). Ao curso deste estágio encerrou-se o desenvolvimento de muitas bacias interiores. A passagem para o terceiro estágio (pós-Albiano) da seqüência marinha é gradual, acompanhando o progresso da deriva e a subsidência termal que se instaurou. Do Albiano ao Cenomaniano prevaleceram condições anóxicas e hipersalinas (Cainelli e Mohriak, 1999), com predomínio de carbonatos de águas rasas, e posteriormente (pós-Cenomaniano) advieram as condições de mar aberto, de ambientes batiais e abissais, com siliciclásticos sobretudo.

A sedimentação no interior do continente obedeceu a novos parâmetros (após o estágio de ativação) seguindo ora depocentros mais conspícuos gerados com a ativação, ora

ocorrendo de forma mais ampla ultrapassando sistematicamente as antigas delimitações das sinéclises (*vide* casos das unidades Alter do Chão, Itapecuru/Codó, Exu, Marizal, Bauru, etc.; Fig. I.18). Ficou assim consignado no interior do continente também um novo e distinto ciclo de formação de bacias e de sedimentação continental, nas condições de estabilidade tectônica que foram gradativamente restabelecidas, sobre uma discordância de caráter inter-regional, a que Soares *et al.* (*op. cit.*) designaram de “Seqüência Zeta”.

As condições da sedimentação naturalmente variaram bastante, do amplo e diversificado cenário do interior do continente às margens continentais (da “fase proto-oceânica” à “fase marinha franca”), e o magmatismo basáltico foi substituído pelo magmatismo alcalino, mais localizado e rarefeito (Fig. I.18). Há uma passagem gradual de arrefecimento das condições tectônicas, sedimentares e magmáticas do Mesozóico para o Cenozóico, e isto certamente extrapola a história das sinéclises, que caracterizou e marcou o Paleozóico.

Vários tipos de atividades magmáticas são referidas ao Mesozóico, com importante repercussão para o patrimônio mineral, e para as quais há muitos textos e sínteses disponíveis (*e.g.*, Piccirillo *et al.*, 1988; Ulbrich e Gomes, 1981; Almeida, 1983; Almeida e Carneiro, 1989). Destacam-se primeiramente intrusões básicas tholeiíticas e efusivas, derrames de lavas e sills (Fig. I.18), concentrados nos domínios das sinéclises (se estendendo ao sul para aos países vizinhos ao sul do Brasil) e na margem continental, mas também em várias partes do interior, como na Província Borborema e excepcionalmente a mais de 2.000 km da linha de costa (Mato Grosso).

Com relação ao magmatismo alcalino e peralcalino (máfico e félsico com carbonatito associado), ele foi em parte contemporâneo da fase principal de magmatismo basáltico (133–120 Ma), em parte sucedendo-o por todo o Cretáceo. Almeida (1983) discriminou 12 províncias alcalinas no entorno da Bacia do Paraná (privilegiando arcos) e ao longo da Província Mantiqueira, em territórios do Brasil, Bolívia, Paraguai e Uruguai, caracterizadas sobretudo por arranjos lineares, em diferentes províncias estruturais.

Uma parte adicional deste magmatismo é a ocorrência de dezenas de intrusões kimberlíticas, tanto nas áreas cratônicas como em áreas afetadas pelo Brasiliano, cujas informações geológicas são esparsas e pouco divulgadas (Fig. I.18).

O levantamento completo do magmatismo basáltico e alcalino mesozóico do Brasil, apesar das meritorias sínteses acima mencionadas, é uma tarefa dinâmica, sempre em andamento. Ainda existem muitas ocorrências a serem catalogadas, estudadas e definidas do ponto de vista geocronológico, desde corpos kimberlíticos até mesmo enxames de diques e intrusivas alcalinas menores.

Cenozóico

A *International Stratigraphic Chart* (Prolegômenos, Fig. 0.2), aqui adotada (IUGS/UNESCO, 2000), divide o Cenozóico em três períodos, da base para o topo: Paleógeno (E), Neógeno (N) e Quaternário (Q) com limites, respectivamente, em 65 Ma, 23,5 Ma e 1,75 Ma. Os períodos Paleógeno e Neógeno substituem o período Terciário que não é mais usado, a não ser informalmente para identificar a reunião dos dois períodos.

Ocupando, por um lado, a maior extensão superficial do Brasil (32,4 %), o Cenozóico representa, por outro, em termos relativos, a era geológica menos conhecida do País. Esse desconhecimento mostra-se especialmente na região Amazônica, onde em seu extremo oeste ocorrem as maiores áreas aflorantes, como, por exemplo, as formações Içá e Solimões, na fronteira com o Peru e a Bolívia, que representam superfícies equivalentes a vários países do oeste europeu reunidos (Fig. 1.19). Deve-se referir também as extensões apreciáveis de unidades cenozóicas nas cabeceiras do rio Xingu, a ilha do Bananal e o Pantanal Mato-Grossense.

De um lado, uma síntese atualizada retratando o estado da arte dessa era no Brasil, de fato, não existe disponível. Por outro lado, se compararmos as sínteses feitas, há quase 20 anos, nos dois livros de Geologia do Brasil então publicados (Petri e Fulfaro, 1983; Schobbenhaus *et al.* 1984), nota-se que o nível de conhecimento do Cenozóico avançou relativamente pouco, em termos gerais, na área continental emersa. Em anos mais recentes, os estudos tem-se concentrado notadamente em temas específicos como a neotectônica ou tectônica do Quaternário e as variações do nível do mar, onde houve avanços sensíveis (*cf.* Suguio, 1999, 2001; Riccomini e Assumpção, 1999; Saadi, 1993).

Observando-se a distribuição geral do Cenozóico no Brasil, como indicado na Fig. 1.19, nota-se que há um predomínio total do Neógeno e do Quaternário, em relação ao Paleógeno. Este limita-se a áreas menores do Nordeste e do Sudeste, estando possivelmente também representado na base de alguns depósitos detrítico-lateríticos, como, por exemplo, nos lateritos maduros da Amazônia, descritos por Truckenbrodt *et al.* (1982) e Costa (1991).

Os terrenos cenozóicos na área emersa do País são de origem continental, e algumas poucas unidades terciárias são marinhas. Os depósitos continentais, no entanto, em contraposição aos marinhos são, com algumas poucas e notáveis exceções, de difícil datação por serem afossilíferos ou desprovidos de fósseis-índices.

Por outro lado, nas bacias costeiras com o processo de drifte em operação, o Paleógeno contendo os depósitos siliciclásticos da fase marinha franca representa uma continuidade do cretáceo.

Durante o Paleógeno houve uma tendência de soerguimento com fases regressivas prevalentes durante o

período, constituindo o estilo geral do País. A regressão culminou no Oligoceno, topo do Paleógeno. O fim do Oligoceno e o início do Mioceno, base do Neógeno, testemunham marcante flutuação transgressiva, seguida de nova fase regressiva. Assim, o Mioceno é um referencial separando os depósitos paleogênicos dos neogênicos. A regressão do Oligoceno foi de ampla repercussão em todo território nacional. A discordância basal do Mioceno Inferior é de âmbito regional em quase toda a região costeira do Brasil. O Eomioceno caracterizou-se por rebaixamento generalizado da costa brasileira, com início em alguns lugares no Neo-Oligoceno (Petri e Fulfaro, 1983).

O Quaternário ocupa as maiores extensões superficiais dessa era no Brasil, com destaque aos depósitos detríticos de origem continental da formação Içá: a maior área de sedimentação quaternária do País (Fig. 1.19). É predominantemente arenosa com níveis lateríticos incluindo intercalações de argillitos cinza a vermelhos e camadas de turfa. Recobre em discordância os depósitos da formação Solimões, admitindo-se uma idade pleistocênica para sua sedimentação (Santos, 1984).

De forma semelhante, a formação Solimões possivelmente neogênica cobre com território brasileiro, no estado do Acre e ocidente do estado do Amazonas, área superior a meio milhão de km², estendendo-se para os territórios do Peru e Bolívia. É composta de sedimentos pelíticos flúvio-lacustres com bancos arenosos, além de lentes e concreções de calcários e gipsita e lentes de linhito. Maia *et al.* (1977 *apud* Santos, 1984) definiram duas zonas bioestratigráficas na formação Solimões, uma pliocênica e outra miocênica. Já Feijó e Souza (1994) posicionam essa unidade no intervalo Eoceno-Plioceno com espessura máxima no Arco de Iquitos de 2.200 m.

Dignos de nota são também os depósitos cenozóicos, ainda pouco estudados, que afloram nas cabeceiras do rio Xingu (“leque do Xingu”). Esses depósitos foram depositados na “Depressão do Alto Xingu” (Siqueira, 1989) recobrimo rochas sedimentares paleozóicas da bacia dos Parecis. Posicionados tentativamente no Neógeno-Quaternário, esses depósitos foram denominados informalmente de formação Ronuro, no Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000 (Bizzi *et al.* 2001).

Também importantes são as coberturas detrítico-lateríticas, distribuídas de forma ampla e descontínua, em especial, na região centro-oriental do País. Essas coberturas representadas na Fig. 1.19 provavelmente indicam somente um cenário parcial da realidade. Melfi (1997) admite que os depósitos lateríticos cobrem perto de 75% da superfície do Brasil, possuindo, no entanto, pouquíssimas camadas endurecidas.

Pode-se dizer que a atual topografia do Brasil é o resultado de uma evolução que iniciou no final do Cretáceo, com o levantamento do continente Sul-Americano (Braun, 1971), estabelecendo um longo período erosivo que gerou durante o Eoceno um enorme peneplano – a Superfície Sul-Americana

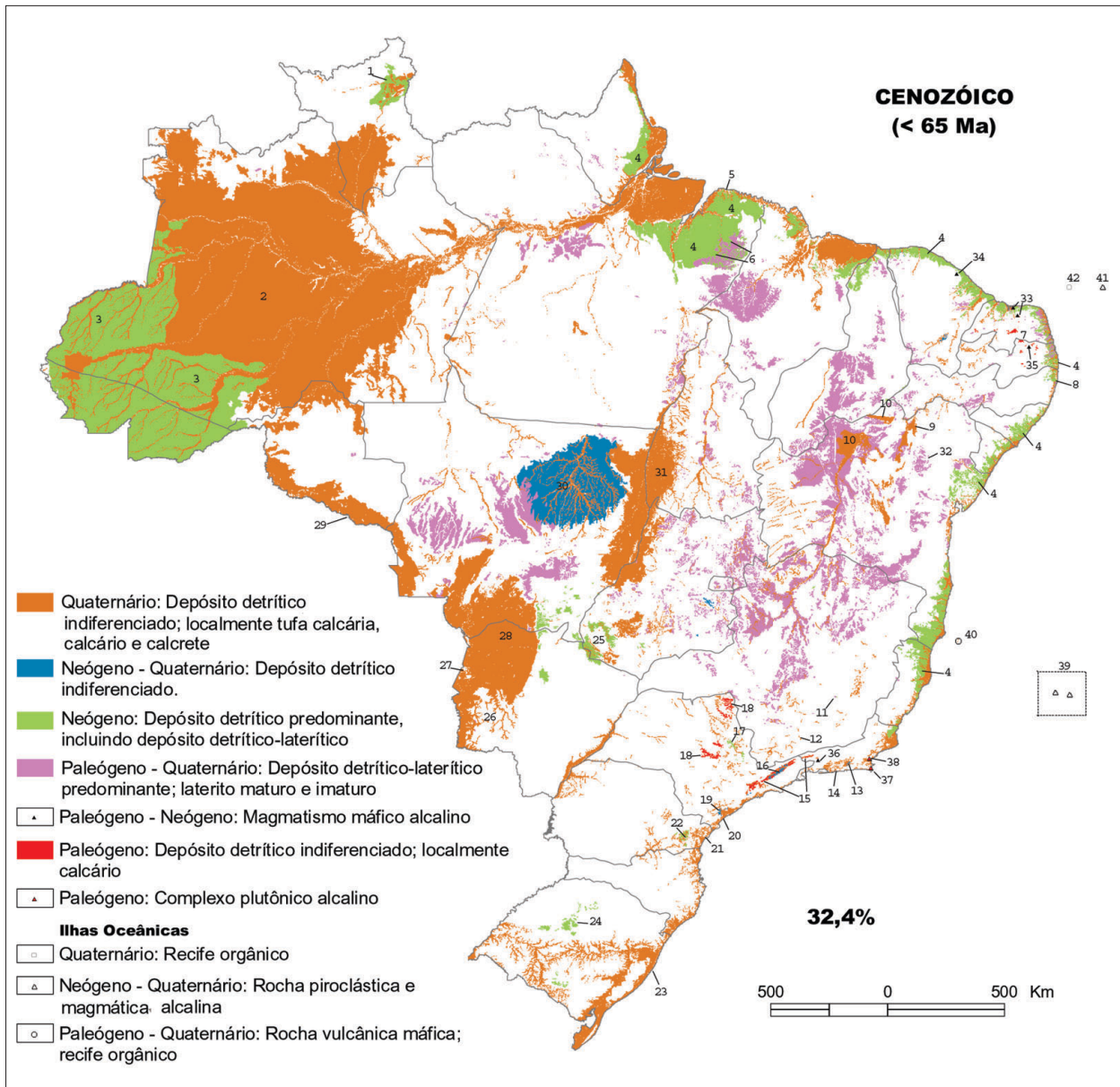


Figura 1.19 – O Cenozóico e principais unidades litoestratigráficas representando 32,4% da área do Brasil

Figure 1.19 – The Cenozoic and main lithostratigraphic units comprising 32.4% of the Brazilian territory

de King (1956). Os materiais dessa cobertura são espessos e ricos em óxidos de ferro e alumínio. No Neógeno registra-se um novo levantamento do continente, levando a mais um ciclo erosivo, seguido de novo aplainamento – a Superfície Velhas, do Plio-Pleistoceno (King, 1956). Uma nova cobertura de alteração do tipo laterítica foi formada (Melfi, 1997). Esse soerguimento se deveu às compensações isostáticas e aos processos compressionais derivados das interações andinas (*slab push*) e da formação do Atlântico (*ridge push*), mas também aos esforços derivados de falhas transformantes.

Aflorando quase ininterruptamente por alguns milhares de quilômetros ao longo da costa, do Rio de Janeiro ao Pará,

destaca-se o grupo Barreiras, formado como resultado da elevação do interior e abaixamento da costa. Esse grupo representa certamente a primeira unidade litoestratigráfica documentada no Brasil. Suas falésias ou “grandes barreiras, delas vermelhas, delas brancas” (*sic*) chamaram a atenção de Pero Vaz de Caminha, no ano de 1500, na Costa do Descobrimto, referindo-se a elas em sua famosa carta (Dominguez, 2001). O grupo Barreiras, de idade provavelmente neogênica, designa sedimentos clásticos continentais afossilíferos de cores variegadas, em geral friáveis, predominantemente arenosos, com marcante alternância de depósitos pelíticos e psamo-pelíticos. Sua espessura varia de

Cenozóico – Anexo da Figura I.19

1. Formações Boa Vista (N) e Areias Brancas (Q)
2. Formações Içá (Q)
3. Formação Solimões (N)
4. Grupo Barreiras (N)
5. Formação Pirabas (N)
6. Formação Ipixuna (N)
7. Formações Campos Novos e Serra dos Martins (E)
8. Formação Maria Farinha (E)
9. Formação Caatinga (Q)
10. Campo de dunas inativas do Médio São Francisco (Q)
11. Formação Fonseca e depósitos da bacia de Gandarela (EN)
12. Grupo Aiuruoca (EN)
13. Formação Macacu (NQ)
14. Rochas sedimentares da bacia de Itaboraí (EN)
15. Grupo Taubaté (E)
16. Formações Pindamonhangaba (NQ) e Itaquaquetuba (N)
17. Formação Rio Claro (N)
18. Formação Itaqueri (E)
19. Formação Pariqueira-Açu (N)
20. Formação Cananéia (Q)
21. Formação Alexandra (N)
22. Formação Guabirotuba (N)
23. Formação Patos (Q)
24. Formação Tupanciretã (N)
25. Formação Cachoeirinha (N)
26. Tufa calcária da serra da Bodoquena (Q)
27. Formação Xaraiés (Q)
28. Formação Pantanal (Q)
29. Formação Guaporé (Q)
30. Formação Ronuro (NQ)
31. Formação Araguaia (Q)
32. Formação Capim Grosso (Q)

Magmatismo Máfico Alcalino Continental

33. Macau, Cubati, Cabugi
34. Messejana
35. Boa Vista
36. Casa de Pedra

Complexos Plutônicos Alcalinos

37. Ilha de Cabo Frio (E)
38. Morro de São João (E)

Ilhas Oceânicas

39. Trindade, Martin Vaz (NQ)
40. Abrohos (E)
41. Fernando de Noronha (N)
42. Atol das Rocas (Q)

poucas a várias dezenas de metros. No estado do Pará, esse grupo recobre sedimentos miocênicos marinhos da formação Pirabas. A idade do grupo, provavelmente do Neógeno, tem sido objeto de discussão, em especial no tocante ao seu limite superior, colocado por alguns autores no Pleistoceno (Bigarella, 1975, Mabesoone *et al.* 1972). Somente uma cartografia sistemática em escala adequada, ao longo de toda costa brasileira, permitirá conhecer bem mais as variações e relações espaço-temporais desse grupo e as diversas unidades a ele associadas. Estudos específicos, incluindo cartografia geológica, realizados nos tabuleiros costeiros sustentados por sedimentos de origem continental do grupo Barreiras, no sul

da Bahia (Dominguez, 2001), permitiram conhecer mais bem sua origem e também as suas relações com as unidades pleistocênicas e holocênicas marinhas e transicionais que recobrem esse grupo ao longo de vales encaixados. Na região enfocada, o referido autor sugere idade mio-pleiocênica para o grupo Barreiras.

Em áreas menores, diversas unidades cenozóicas foram objeto de estudos específicos (Fig. I.19) destacando-se nesse aspecto a região sudeste do País. Trata-se normalmente de unidades depositadas em pequenas bacias ou em áreas de sedimentação espacialmente restritas. Algumas destacam-se por seu conteúdo fossilífero excepcional, como, por exemplo, as bacias de Taubaté, Itaboraí e Fonseca, outras por sua importância no registro da história sedimentar, tectônica ou morfoestrutural do Cenozóico, como as bacias de geradas pela evolução do Rifte Continental do Sudeste do Brasil ao longo da costa sudeste do Brasil (Almeida, 1976, Melo *et al.* 1985, Riccomini, 1989). Esse rifte compreende as bacias de Volta Redonda, Resende, Itaboraí e grâbens da Guanabara e Barra de São João, no Estado do Rio de Janeiro; bacias de Taubaté e São Paulo, Formação Pariqueira-Açu e Grâben de Sete Barras, no Estado de São Paulo, e Bacia de Curitiba, Formação Alexandra e Grâben de Guaraqueçaba, no Estado do Paraná. Nessas bacias, possivelmente interligadas no passado, destacam-se o Grupo Taubaté do Paleógeno e as formações Itaquaquetuba e Pindamonhangaba, do Neógeno ao Quaternário, nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, e as formações Guabirotuba e Alexandra, também do Neógeno ao Quaternário, no Estado do Paraná (Coimbra *et al.* 1996, Suguio, 2001). As bacias foram preenchidas por depósitos continentais sob influência de taxas variáveis de tectonismo e sedimentação, influenciados por oscilações climáticas, desde o Paleógeno ao Quaternário (Riccomini, 1989).

Registra-se no Cenozóico continental do Brasil um amplo predomínio de rochas siliciclásticas, em contraposição a ocorrências apenas locais de rochas carbonáticas que representam menos de 1% do total. Incluem-se aqui as rochas calcárias altamente fossilíferas de origem marinha das formações Pirabas (Mioceno) e Maria Farinha (Paleoceno), representando unidades aflorantes das margens passivas das bacias de Barreirinhas e Pernambuco-Paraíba, respectivamente (Feijó, 1994). Entre os depósitos carbonáticos de origem continental citam-se os calcários da bacia de Itaboraí (Terciário), no Estado Rio de Janeiro, as tufas calcárias da serra da Bodoquena (Boggiani *et al.* 2002) e os calcetres da formação Xaraiés, ambos no Estado de Mato Grosso do Sul, bem como os calcetres da formação Caatinga, no Estado da Bahia, estes últimos importantes como rocha ornamental (“bege Bahia”). Ainda, pode-se referir os espeleotemas, depositados nas inúmeras cavernas de terrenos calcários. As tufas, os calcetres e os espeleotemas formaram-se no Quaternário.

Rochas magmáticas têm um importante registro durante o Cenozóico. Entre o Paleógeno e o Quaternário, o Brasil foi palco de eventos magmáticos que ocorreram tanto no continente quanto nas ilhas oceânicas (Fig. 1.19). Esse magmatismo de afiliação alcalina é relacionado a fenômenos tardios do Evento Sul-Atlântico ou da Reativação Pós-Paleozóica, durante a abertura do Atlântico Sul. No Nordeste, do Oligoceno ao Mioceno, é representado pelo Vulcanismo Básico-Alcalino do Rio Grande do Norte (Sial, 1976), bem desenvolvido nesse estado (Macau, Cubati, Cubagi, etc.), com representantes na Paraíba (Boa Vista) e Ceará (Messejana). No Sudeste, do Paleoceno ao Eoceno, é representado por complexos plutônicos alcalinos (Ilha de Cabo Frio, Morro de São João) da província alcalina do litoral de São Paulo e Rio de Janeiro, desenvolvida entre o Campaniano e o Eoceno inferior (Ulbrich e Gomes, 1981), e pelo basanita de Casa de Pedra (Eoceno), este provavelmente relacionado à fase de distensão inicial do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). No arquipélago de Fernando de Noronha (Almeida, 2002a) lavas e intrusões fortemente sódico-alcalinas foram geradas entre o Mioceno e o Plioceno e na Ilha de Trindade (Almeida, 2002b), entre o Plioceno e o Holoceno, representando este último o evento vulcânico mais jovem do Brasil. No arquipélago dos Abrolhos, litoral do extremo sul da Bahia, afloram basaltos alcalinos (Paleoceno–Eoceno) associados à Bacia Sedimentar do Espírito Santo (Vieira *et al.* 1984).

Investigações sobre a tectônica do Quaternário no Brasil começaram a ser desenvolvidas somente na última década (Riccomini e Assumpção, 1999). Referências a falhamentos e outras feições geológicas diretamente relacionadas à tectônica do Quaternário estão crescendo e agora existem em muitas áreas no Brasil. É demonstrada a existência de falhamentos do Quaternário, particularmente do Holoceno, em quase todas as províncias geológicas do Brasil e há um estreito relacionamento com anomalias do geóide com áreas levantadas de atividades neotectônicas e sísmicas. Para a maior parte do País, as direções de estresse das falhas holocênicas indicam direção média E–W de SHmax (*maximum horizontal stress*), em boa concordância com dados geofísicos e modelos teóricos de estresse da placa Sul-Americana. Provavelmente, as regiões com melhores estudos no Brasil sobre neotectônica são a área amazônica (Saadi, 1993, Costa *et al.* 1996) e o sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). Deve-se acrescentar que a neotectônica teve um papel muito importante na evolução geológica da costa brasileira (Suguio e Martin, 1996). Saadi (1993) considera que: (1) as deformações tectônicas cenozóicas aproveitaram, em geral, linhas de fraqueza herdadas das deformações pretéritas (“herança estrutural crônica” de Hasui, 1990), embora possam ter sido originadas novas estruturas; (2) o resultado final é expresso por uma compartimentação

em unidades neotectônicas, delimitadas por descontinuidades crustais definidas, que resultam da reativação, em geral sob regimes transcorrentes de lineamentos pré-cambrianos mais expressivos; (3) os prolongamentos continentais dos lineamentos oceânicos têm participações importantes nas manifestações neotectônicas; (4) existe, em geral, uma relação facilmente reconhecível entre a estruturação neotectônica e a dinâmica crustal, representada pela sismicidade atual; e (5) geralmente verifica-se a predominância de esforços compressivos de direção NW–SE, com variações para E–W e N–S. Jardim de Sá (2001) pondera que na região Nordeste em diversas áreas as estruturas herdadas do rifteamento cretáceo estão fortemente reativadas por deformação de idade neogênica, condicionando um importante episódio de migração e acumulação de hidrocarbonetos nas bacias costeiras. Ainda, segundo esse autor, o Grupo Barreiras exibe estruturas coerentes com esse regime cinemático, configurando-o como um marco cronológico desse evento, em conjunto com o vulcanismo básico-alcalino terciário que ocorre na região.

Agradecimentos

Por sua dedicação, eficiência e esmero, os autores desejam expressar um especial agradecimento aos formandos de geologia Christian Neves Schobbenhaus e Fabiano R. L. Faulstich pela preparação em meio digital das diversas ilustrações do presente capítulo.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. *In: SBG, Congr. Bras. de Geol.*, 23, Salvador, *Anais*, 29-46.
- Almeida, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Acad. Bras. de Ciências*, Rio de Janeiro, **48**(supl.):15-26.
- Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Rev. Bras. de Geociências*, **13**(3):139-158.
- Almeida, F.F.M. 2002a. Arquipélago de Fernando de Noronha. *In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiróz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM/SIGEP, 361-368.
- Almeida, F.F.M. 2002b. Ilha de Trindade. *In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiróz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM/SIGEP, 369-378.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R. 1989. Magmatic occurrences of post-Permian age of the South American Platform. São Paulo, IG/USP, p. 71-85. (Série Científica, Boletim 20).
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (eds.) 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, 378 p.
- Almeida, F.F., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The Origin and Evolution of the South American Platform. *Earth Science Review*, **50**:77-111.

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simp. de Geol. do Nordeste, 8, Campina Grande – PB, Atas, 363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17:1-19.
- Bahlburg, H., Hervé, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of Northwestern Argentina and Northern Chile. *Geological Society of America Bull.*, 109(7):869-884.
- Basei, M.A.S. 2000. *Geologia de modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com as províncias similares do sudoeste africano*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 124 p.
- Basei, M.A.S., McReath, I., Siga Jr., O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil. A Review. *Gondwana Res.*, 1:383-391.
- Bigarella, J.J. 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 47(supl.):365-393. (Simp. Internacional sobre o Quaternário, Curitiba)
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. (coords.) 2001. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:2.500.000*. Brasília, CPRM, 4 CD-ROM.
- Boggiani, P.C., Coimbra, A.M., Gesicklei, A.L.D., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Ribeiro, F.B., Flexor, J.M. 2002. Tufas calcárias da Serra de Bodoquena, M.S. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiróz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM/SIGEP, 249-259.
- Braun, O.P.G. 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Rev. Bras. de Geociências*, 3:3-40.
- Brito Neves, B.B. 1998. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. São Paulo, IG/USP, p. 175-193. (Série Científica, Boletim 29).
- Brito Neves, B.B. 1999. América do Sul: Quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Rev. Bras. de Geociências*, 29(3):379-392.
- Brito Neves, B.B. 2002. Main stages of the development of the sedimentary basin of South America and their relationships with the tectonics of supercontinents. *Gondwana Res.*, 5(1):175-196.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A. 1999. From Rodínia to Western Gondwana: an approach of the Brasiliano-PanAfrican Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155-166.
- Brito Neves, B.B., Winge, M., Carneiro, M.A. 1996. Orogêneses precedendo e tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. São Paulo, IG/USP, p. 1-40. (Série Científica, Boletim 27).
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Santos, E.J., Kozuch, M. 1995a. O evento Cariris-Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. de Geociências*, 25(4):279-296.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Cordani, U.G., Thomaz Filho, A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *J. of Geodynamics*, 1:495-510.
- Brito Neves, B.B., Sá, J.M., Nilson, A.A., Botelho, N.F. 1995b. A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e os processos subsequentes. *Geonomos*, 3:1-121.
- Cainelli, C.C., Mohriak, W.U. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, 22:206-216.
- Coimbra, A.M., Riccomini, C., Sant'anna, L.G., Valarelli, J.V. 1996. Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. In: SBG/ Núcleo BA-SE, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 1:135-137.
- Condie, K.C. 1982. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. New York, Pergamon Press, 310 p.
- Condie, K.C. 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, 322:153-162.
- Condie, K.C. 1989. *Plate Tectonics e Crustal Evolution*. 3 ed. Pergamon Press, 476 p.
- Cordani, U.G., Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematic on granitic rocks. *Episodes*, 22(3):167-173.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Sato, K. 1988. The growth of the Brazilian Shield. *Episodes*, 11(3):163-167.
- Cordani, U.G., Milani, E., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) 2000. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. International Geological Congress, 856 p.
- Correia, C.T. 1994. *Petrologia do Complexo Máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 151 p.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., Ferreira Júnior, C.R.P., Bezerra, P.E.L., Fernandes, J.M.G., Costa, M.L. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos estruturais, tectônicos, geomorfológicos e estratigráficos. *Geonomos*, 4:23-44.
- Costa, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. de Geociências*, 21(2):146-160.
- Dantas, E.L. 1997. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 208 p.
- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province. *Rev. Bras. de Geociências*, 28(2):221-228.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, CPRM/Editora Universidade de Brasília, 392 p.
- Dewey, J.F., Bird, J.M. 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. *J. of Geophys. Res.*, 75(14):2625-2647.
- Dominguez, J.M.L. (org.) 2000. *Projeto Costa do Descobrimento. Programa de Avaliação de Potencialidades Minerais – PAPM*. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, Convênio CBPM/CPRM, CBPM/UFBA, CPGG/LEC, 152 p.
- Feijó, F.J. 1994a. Bacia de Pernambuco–Paraíba. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):143-147.
- Feijó, F.J., 1994b. Bacia de Barreirinhas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):103-109.
- Feijó, F.J., Souza, R.G. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):9-16.
- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W., Babinski, M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Res.*, 111:91-128.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Continental no Sudeste Brasileiro, Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG, p. 11-31. (Boletim 11)
- Hoffman, P.F. 1991. Did The Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside–Out? *Science*, 252: 1409-1412.
- Jardim de Sá, E.F. 2001. Tectônica cenozóica na margem equatorial da Província Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuição da geologia estrutural no continente). In: SBG/Núcleo NE, Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, 8, Recife, *Anais*, 25-29.
- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. de Geociências*, Rio de Janeiro, 18(2):147-265.
- Kusky, T.M., Polat, A. 1999. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean Cratons. *Tectonophysics*, 305:43-73.

- Lafon, J.M., Delor, C., Barbosa, O.S. 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos na região norte do Estado do Amapá: o Charnokito Calçoene. *In: SBG, Simp. Geol. da Amazônia, 7*, Belém, Workshop 2, *CD-ROM*, 39-42.
- Ledru, P., Johan, V., Milesi, J.P., Tegye, M. 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic Provinces. *Precambrian Res.*, **69**:169-191.
- Leite, A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 330 p.
- Lima, C., Nascimento, E., Assumpção, M. 1997. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South America plate. *Geophys. J. Int.*, **130**:112-124.
- Mabesoone, J.M., Campos e Silva, A., Beurlen, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. de Geociências*, **2**:173-188.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região norte da Província Carajás: evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazonas. *In: Simp. Geol. da Amazônia, 7*, Belém, Workshop 1, *CD-ROM*, 68-71.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.
- Maia, R.G.N., Godoy, H.K., Yamaguti, H.S. et al. 1977. *Projeto Carvão no Alto Solimões*. DNPM/CPRM, Manaus, Relatório Final, 11 v.
- Matos, M.D.M. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. *In: Atlantic Rift Continental Margins*, Geophys. Monograph, **115**:331-354.
- Melfi, A.J. 1997. Brazilian bauxite deposits: a review. *In: Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J., Lucas, Y.* (eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, 3-22.
- Melo, M.S., Riccomini, C., Hasui, Y., Almeida, F.F.M., Coimbra, A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. de Geociências*, **15**(3):193-201.
- Milani, E.J., Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**(3):199-205.
- Montalvão, R.M.G., Muniz, M.C., Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E.C.A., Silva, G.G. 1975. *Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21*. *In: DNPM, Projeto Radar na Amazônia, Rio de Janeiro, Capítulo 1, Geologia*. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- Moore, E.M. 1991. Southwest US-East Antarctica (SWEAT) connection: a Hypothesis. *Geology*, **19**:425-428.
- Murphy, J.B., Nance, R.D. 1992. Mountain Belts and the Supercontinent Cycle. *Scientific American*, abril: 84-93.
- Neves, A.P.A., Vale, A.G. (orgs.) 1997. *Folha Redenção – SC.22-X-A*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Programa Grande Carajás, Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrção e redefinição litoestratigráfica. *In: Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, p. 177-197. (Série Ciências da Terra, Boletim 7).
- Nutman, A.P., Cordani, U.G. 1993. SHRIMP U-Pb geochronology of Archean granitoids from the Contendas-Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Res.*, **63**:179-188.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Kozuch, M., Leite Jr., W.B., Fetter, A.H., Van Schmus, W.R. 2001. Geological evolution of the basement rocks in the central-eastern part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil – U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *In: Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art*, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, *Extended Abstracts*, 45-47.
- Petri, S., Fúlfar, V.J. 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. São Paulo, Editora Universidade de São Paulo, 631 p.
- Piccirillo E.M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A.J., Pacca, I., Ussami, N. 1988. Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of the Western Gondwanaland. *In: Piccirillo, E.M., Melfi, A.J.* (eds.). *The Mesozoic Flood volcanism of the Paraná Basin*. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 285-295.
- Pidgeon, R., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chem. Geology*, **166**:159-171.
- Ponçano, W.I., Stein, D.P., Almeida, F.F.M., Almeida, M.A., Melo, M.S. 1982. A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. *In: SBG/Núcleo BA-SE, Congr. Bras. Geol.*, **32**, Salvador, *Anais*, **4**:1339-1350.
- Powell, C.McA., Pisarevsky, S.A., Wingate, M.T.D. 2001. An animated history of Rodinia. *In: From the Basins to Mountains: Rodinia at the turn of the century*. Rodinia Symposium, Perth, Austrália. Geological society of Australia, **65**, *Abstract*, 85-87.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., Basei, M.A.S. 1999. The Namaqua/grenville Terrane of eastern Uruguay. *In: South American Symposium On Isotope Geology*, **2**, Cordoba, Argentina, *Actas*, 338-340.
- Queiroz, C.L. 2000. *Evolução Tectono-Estrutural dos Terrenos Granito-Greenstone belt de Crixás, Brasil Central*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 209 p.
- Ramos, V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes*, **11**(3):168-174.
- Riccomini, C. 1989. *O rift continental do Sudeste do Brasil*. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, Tese de Doutorado, 256 p.
- Riccomini, C., Assumpção, M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, **22**(3):221-225.
- Rizzotto, G.J., Lima, E.F., Chemale Jr., F. 1999. Acreção continental no Esteniano do sudeste de Rondônia. *In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. da Amazônia, 6*, Manaus-AM. *Boletim de Resumos Expandidos*, 319-322.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M. 2002 Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Res.*, **5**(1):5-22.
- Rogers, J.J.W. 1996. A history of the continents in the past three billion years. *J. of Geology*, **104**:91-107.
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomas*, **1**(1):1-15.
- Saes, G.S. 1999. *Evolução Tectônica e Paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1,2-1,0 Ga) e dos terrenos de seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, Tese de Doutorado, 180 p.
- Santos, J.O.S. 1999. New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. *In: New developments in Economic Geology*. Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. Perth, University of Western Australia. Jan. 1999, *Course Notes*, 10 p.
- Santos, J.O.S. 2000. *Os terrenos paleoproterozóicos da Província Tapajós e as mineralizações de ouro associadas*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 2 Volumes, 435 p.
- Santos, J.O.S. 1984. A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. *In: Schobbenhaus, C., Campos,*

- D.A., Derze, G.R. Asmus, H.E. (coords.). *Geologia do Brasil*, DNPM, Brasília, 57-91.
- Schobbenhaus, C., Ribeiro, C.L., Oliva, L.A., Takanohashi, J.T., Lindenmayer, Z.G., Vasconcelos, J.B., Orlandi, V. 1975. Folha Goiás (SD-22). In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, DNPM, Brasília, 113 p.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R. Asmus, H.E. (coords.). 1984. *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, 501 p.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R. Asmus, H.E. (coords.). *Geologia do Brasil*, DNPM, Brasília, 9-53.
- Schobbenhaus, C. (coord.). 2001. *Mapa Geológico do Brasil, Escala 1:5.000.000*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil-CPRM, 1 CD-Rom com Sistema de Informações Geográficas – SIG (português e inglês).
- Sengör, A.M.C. 1990. Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 years: a Tethyan Perspective. *Earth Science Review*, **27**:1-201.
- Sial, A.M. 1976. The Rio Grande do Norte alkaline olivine basalt association, northeast Brazil. *Rev. Bras. de Geociências*, **6**(11):1-14.
- Siga Jr., O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 212 p.
- Silva, G.G., Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G. 1974. Geologia das folhas SB.22 Araguaia e Parte de SC.22 Tocantins. In: *Levantamento de Recursos Naturais*. Vol. 4, Programa de Integração Nacional, DNPM, Projeto RADAM, Rio de Janeiro, 91-143.
- Siqueira, L.P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **3**:3-16. (Boletim 3)
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fulfaro, V.J. 1974. Avaliação preliminar da evolução das bacias intracratônicas brasileiras. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, *Anais*, **4**:61-83.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fulfaro, V.J. 1978. Tectonic Cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, **89**:181-191.
- Souza, S.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall'Agnol, R., Oliveira, C.G. 2001. Nd, Pb, and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Res.*, **109**:293-315.
- Stein, R.J. 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual review Earth Planetary Science Lett.*, **22**:319-351.
- Stump, E. 1977. Construction of the Pacific margin on Gondwanaland during the Pannotia Cycle. In: McKenzie, C.D. (ed.) *Gondwana Six*. American Geophysical Union Monograph, **41**:71-87.
- Suguio, K. 1999. Recent progress in quaternary geology in Brazil. *Episodes*, **22**(3):217-220.
- Suguio, K. 2001. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais*. São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo, 366 p.
- Suguio, K., Martin, L. 1996. The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian Coast. *Geonomos*, **4**:45-53.
- Suñta, M.T.F., Hartmann, L.A., Endo, I., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2002. The oldest detrital zircon in South America – 3.8 Ga, determined by SHRIMP geochronology from a Quadrilátero Ferrífero sandstone. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 41, João Pessoa, *Anais*, p.528.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Truckenbrodt, W., Kotschoubey, B., Góes, A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região amazônica. In: SBG – Núcleo Norte, Simp. de Geol. da Amazônia, 1, Belém, *Anais*, **1**:201-209.
- Ulbrich, H.H.G.J., Gomes, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, **17**(1/2):135-154.
- Van Schmus, W. R. 2001. Late Paleoproterozoic to Early Neoproterozoic Orogenesis in Southern Laurentia and possible correlations with SW Amazonia. In: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art, *Extend Abstracts*, 100-104.
- Veevers, J.J. 1989. Middle/Late Triassic (230±5 Ma) singularity in stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly. *Geology*, **17**:784-787.
- Vieira, R.A.B, Mendes, M.P., Vieira, P.E., Costa, L.A.R., Tagliari, C.V., Bacelar, L.A.P., Feijó, F.J. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. In: *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **8**(1):191-202.
- Wilson, J.T. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**:343-347.
- Wilson, J.T. 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, **211**:676-681.
- Windley, B.F. 1998. Tectonic models for the geological evolution of crust, cratons and continents in the Archean. *Rev. Bras. de Geociências*, **28**(2):183-188.
- Wingate, M.T.D. Pisarewsky, S.A., Evans, D.A.D. 2001. Ausmex: a new Rodinia reconstruction at 1070. In: Geological Society of Austrália, Rodinia Symposium, Perth. From Basins to Mountains: Rodinia at the turn of the century, *Abstracts*, **65**:113-116.
- Winge, M. 1995. *Evolução dos terrenos granulíticos da Província Estrutural do Tocantins, Brasil Central*. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 207p.

Nota Biográfica dos Autores



Carlos Schobbenhaus. Geólogo (UFRGS, 1964), doutor pela Albert-Ludwigs Universität, Freiburg, RFA (1993). Executou pela SUDENE mapeamento geológico na BA e em MG (1965–1971). Contratado em 1972 pela CPRM, ingressou em seguida no DNPM, onde foi chefe da Seção de Cartografia Geológica e da Divisão de Geologia e Pesquisa Mineral. Atualmente, é chefe do Departamento de Geologia da CPRM e secretário-geral para a América do Sul da *Commission for the Geological Map of the World*. A Sociedade Brasileira de Geologia concedeu-lhe a Medalha de Ouro *Orville Derby* por sua contribuição ao conhecimento geológico do território brasileiro e a Sociedade Brasileira de Cartografia outorgou-lhe a comenda de oficial da Ordem do Mérito Cartográfico. *E-mail*: schobben@df.cprm.gov.br



Benjamim Bley de Brito Neves, Geólogo (Universidade do Recife, 1962), Extensão e Especialização (Universidade de Minnesota, 1965), Doutorado (USP, 1975), Pós-Doutorado (IGc USP, 1982-1984). Sudene (1963 a 1972). UFPE, Professor Adjunto (1967 a 1985). USP, de 1985 até o presente. Atividades Internacionais: Comitê de Tectonica (IUGS-UNESCO), membro representante do Brasil; Subcomissão de Estratigrafia do pré-Cambriano - 1998-2000; IGCP-UNESCO, vários projetos, desde 1976; Steering Committee do projeto Rodinia, atualmente, representando o Brasil. A Sociedade Brasileira de Geologia concedeu-lhe a Medalha de Ouro José Bonifácio de Andrade e Silva por sua contribuição para o conhecimento e avanço do conhecimento geológico e atuado em defesa dos interesses da comunidade das Geociências e da sociedade brasileira. *E-mail*: bbleybn@usp.br

Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores

Paleozoic and Meso-Cenozoic Sedimentary Basins

Augusto J. Pedreira da Silva, Ricardo da Cunha Lopes, Antônio Maurílio Vasconcelos, Ruy B. C. Bahia

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Summary

The on-shore Phanerozoic Basins of Brazil are preserved within large Paleozoic synclises (Acre, Amazonas, Solimões, Parnaíba and Paraná) and in Mesozoic intracratonic grabens and aulacogens (Brito Neves, 2002). The sedimentary fill of these basins consists of six cratonic super sequences (Alfa, Beta, Gama, Delta/Delta-A, Epsilon and Zeta) in the Amazonas, Parnaíba and Paraná synclises (Soares et al. 1978). Petrobras studied seven of these interior basins (e.g. several papers published in the Bol. Geoc. PETROBRAS, vol. 8, no. 1, 1994) and proposed their division into supersequences separated by major unconformities, essentially similar to the former division, which is still adopted (e.g. Almeida et al. 2000; Brito Neves, 2002). These basins may be classified as of Interior Fracture (IF), Interior Sag (IS), Marginal Sag (MS), Marginal Sag-Interior Sag (MSIS) and Strike-Slip (LL) types (Kingston et al. 1983).

In the Northern Amazon Province there is a succession of IS- or IF/IS-type sedimentary basins along the Solimões/Amazonas river. The westernmost IS-type Acre Basin is interpreted as a retro arc foreland basin related to the Andean orogenesis (Jordan, 1995). Continental sediments filled a synclisis from the Carboniferous until the Jurassic, with rocks of marine to continental environment followed by a flexure in the Cretaceous and Tertiary. East of this basin and separated from it by the Iquitos Arch, the Solimões Basin is internally divided in two by the Carauari Arch. It covers some 400.000 km² and its sedimentary fill range from the Ordovician to the Permian, grouped into three sequences. The sedimentary environment of these rocks is in general marine, with brief intervals of continental sedimentation. East of this basin, separated from it by the Purús Arch, is the IF/IS-type Amazonas Basin. Ordovician to Cretaceous rocks fill this basin, with a sedimentation environment ranging from marine to deltaic, fluvial and lacustrine. The northernmost basin of the province is the Tacutu Basin. This IF-type basin is an intracontinental rift system that straddles the border between Brazil and Guyana, covering some 4,500 km² of the Brazilian territory. Its sedimentary fill comprises a Jurassic super-sequence that contains the pre-rift rocks such as basaltic flows and lacustrine sediments. The rift rocks are lacustrine and fluvio-deltaic sediments with conglomerates from the rift border. The basin is interpreted as an aulacogen related to the opening of the Atlantic Ocean. IS-type Cenozoic fluvial and lacustrine clastics of the Solimões and Boa Vista basins were unconformably deposited above these basins. The former basin occupies a wide area of the Western Amazonia and the latter surrounds the Tacutu Basin.

In the Southern Amazon Province there are the IF/IS-types Alto Tapajós and Parecis basins. The former lies immediately south of the Amazonas Basin and is filled by Proterozoic to Triassic sediments and Cretaceous diabases. Silurian rift sequences with fluvial sediments are followed by alternating marine and continental sedimentary rocks. The Parecis Basin is divided into three domains separated by the Vilhena and Serra Formosa arches. The westernmost domain comprises an intracratonic rift system filled by Silurian rocks of alluvial fan, deltaic and lacustrine environments followed by glacial sediments. The synclises host Devonian to Cretaceous sediments of transitional, marine, fluvial and peri-glacial environments. The Cenozoic Guaporé Basin unconformably overlies the basement of these basins in the border of Brazil and Bolivia. The easternmost Parecis Basin is dovetailed to the Cenozoic IS-type Alto Xingu and Bananal continental basins.

The Parnaíba Province covers some 600,000 km² and is composed by four successive basins/cycles. First the IF/IS-type Parnaíba Basin that has been filled by Ordovician to Early Triassic sediments, mostly of marine environment, but also fluvio-deltaic and desertic. Second, the IF-type Alpercatas Basin of Jurassic to Cretaceous age that encompasses fluvial-lacustrine and eolian sedimentary rocks alternated between basaltic flows. At last, the Grajaú and Espigão Mestre basins, both of Cretaceous age. The former is filled with sedimentary rocks deposited in closed marine environments whilst the latter is filled with eolian sandstones of the northern extension of the Uruçuia domain (Sanfranciscana Basin).

The Paraná Province is comprised of three successive basins/cycles. The IF/MSIS-type Paraná Basin began in the Ordovician (IF). In the Silurian-Devonian it reverted to a passive margin (MS) and after being closed by the Andean Orogenesis it was transformed into an Interior Sag (IS) basin from the Late Carboniferous (Westphalian) up to the Early Triassic. The depositional environments were essentially marine with two glacial incursions (Late Ordovician and Late Carboniferous-Early Permian) and a few regressions, when continental environments dominated. Overlying the Paraná Basin is the IF-type Serra Geral Basin (1,200,000 km²), where the deposition of eolian sandstones was followed by rifting between South America and Africa and the formation of one of the Greatest Igneous Provinces of the World (Saunders et al. 1992; Scherer, 2002). The IS-type Bauru Basin unconformably overlies the Serra Geral Basin, with sediments deposited by gravitational and eolian processes.

The Atlantic Shield hosts the Borborema, São Francisco, Mantiqueira and Tocantins structural provinces. The sedimentary basins, scattered in this domain, range from the Neoproterozoic III-Early Cambrian to the Cenozoic. The Early Cambrian-Ordovician basins in the Borborema Province (Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião, and São Raimundo Nonato basins) are intracontinental rifts that continue underneath the Parnaíba Basin. In the southeastern sector of the province the Palmares and Juá foreland and piggyback basins are associated to the Sergipano Belt (Brito Neves, 1998). In the Mantiqueira Province strike-slip (LL) type basins such as Castro, Camarinha and Guaratubinha contrast the Campo Alegre and Camaquã rifts (IF) and the Itajaí foreland (IS) basin, all of which have been filled up by volcano-sedimentary strata of the Alpha Sequence of Soares et al. (1978). The São Francisco Basin has Paleozoic sequences in the pre-rift phase of the Recôncavo-Tucano-Jatobá basins and Paleozoic-Mesozoic strata of the Delta, Epsilon and Zeta sequences of Soares et al. (1978). Mesozoic sediments occur scattered in the Borborema and São Francisco Provinces. In the Borborema Province the Araripe Basin is filled up by Gamma, Delta-A and Epsilon sequences and contains strata of continental and marine environments. The Iguatu and Rio do Peixe are strike-slip (LL) type basins that comprise the following sub-basins: Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos and Icó in Iguatu; and Brejo das Freiras, Sousa and Pombal in Rio do Peixe. Their sedimentary rocks are of alluvial fan, both braided and meandering, and lacustrine systems. An outstanding feature of the Brejo das Freiras and Sousa sub-basins is the presence of dinosaur footprints (Leonardi and Carvalho, 2000). Cenozoic deposits occur scattered over the Atlantic Shield both as sedimentary basins and as unconsolidated cover, mostly as gravels, sands, clays and, occasionally limestones, deposited by fluvial and lacustrine systems. The Boa Vista Basin in the Borborema Province comprises conglomeratic and fine-grained sandstones, and claystones, overlain by basaltic flows and tuffs of Eocene to Oligocene age. Conglomeratic sands of the Capim Grosso Formation crop out in the São Francisco Province, as do sands of inactive eolian dunes of the Middle São Francisco domain. In the Mantiqueira Province, east of the Iron Quadrangle, the Gandarela, Fonseca and Aiuruoca Basins are filled by arkoses and immature sediments followed by conglomerates and shales. At the southeastern coast of Brazil the Volta Redonda, Resende, Taubaté, São Paulo and Curitiba Cenozoic basins were deposited in grabens formed by neotectonic reactivation. Finally, in the Tocantins Province the Pantanal basin is a wide alluvial plain containing coarsely bedded conglomerates, sands and silts.

Introdução

As bacias interiores do paleozóico e meso-cenozóico distribuem-se por todo o País, como mostra a Fig. II.1. Essas bacias podem ser classificadas de acordo com o Sistema Global de Classificação de Bacias de Kingston *et al.* (1983). Neste sistema, existem diversos tipos básicos de tectônica formadora das bacias, dos quais os tipos abaixo se aplicam ao Brasil:

1. Fraturas Interiores, produzidas por esforços distensivos (IF);
2. Depressão Interior, causada por movimentos verticais (IS);

3. Depressão Marginal semelhante à anterior, porém com uma das margens abrindo-se para o mar (MS);
4. Depressão Marginal, passando a Depressão Interior devido à obstrução da margem aberta (MSIS); e
5. Transcorrência no interior do continente (LL).

As bacias interiores do Brasil podem ser classificadas de acordo com os seguintes tipos: Intracratônica, *Strike-Slip*, Antepaís e Riftes Abortados (Aulacógenos), representados, esquematicamente, na Fig. II.2.

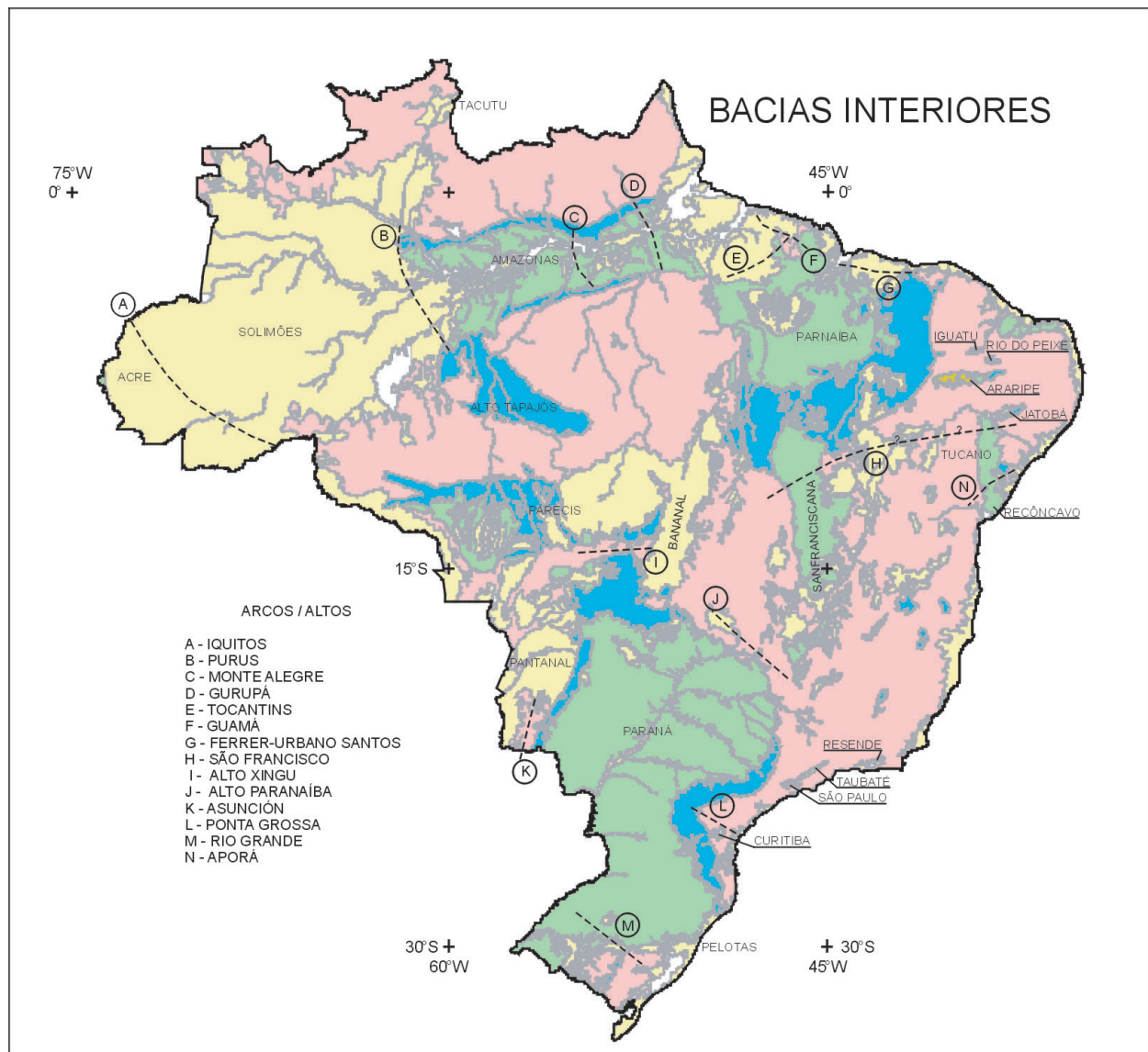


Figura II.1 – Principais bacias sedimentares fanerozóicas interiores do Brasil

Figure II.1 – Main Brazilian Phanerozoic interior sedimentary basins

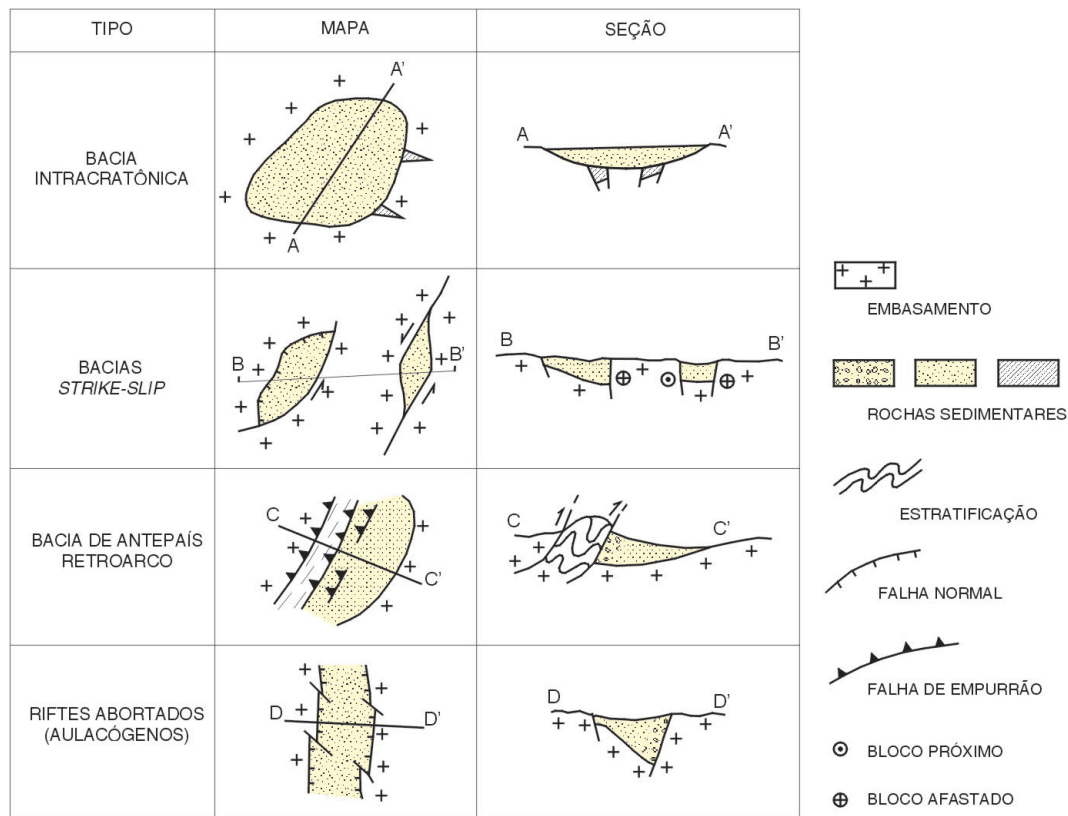


Figura 11.2 – Representação esquemática dos principais tipos de bacias fanerozóicas interiores do Brasil

Figure 11.2 – Schematic representation of the major types of the interior Brazilian Phanerozoic basins

Bacias Intracratônicas

As bacias intracratônicas fanerozóicas do Brasil estão situadas no interior continental da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 2000), região de história geológica longa e complexa, onde se depositaram espessas seqüências de rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas, algumas com intenso magmatismo básico e alcalino associado. Essas rochas sedimentares afloram em área superior a 3.500.000 km², remanescente de superfície primitivamente muito maior, cujos sítios deposicionais foram condicionados por estruturas herdadas do Ciclo Brasileiro-Pan-Africano (Milani e Thomaz Filho, 2000).

No Brasil elas abrangem tanto as sinéclises paleozóicas, conforme esses autores, como as bacias mesocenozóicas e cenozóicas, em alguns casos, superpostas às sinéclises. Sua evolução consiste em uma combinação e sucessão de diversos processos de formação de bacias, que incluem: 1) extensão continental; 2) subsidência termal sobre grande área; e 3) ajuste isostático posterior (Klein, 1995).

Em geral, elas estão superpostas a riftes, têm contorno oval ou arredondado, forma de pires em seção; sua sedimentação é continental ou marinha. De acordo com o Sistema

Global de Classificação de Bacias (Klein *et al.* 1983), podem ser dos tipos IF/IS, IS, MS e MSIS.

Bacias Strike-Slip

Este tipo de bacia comumente forma-se em áreas com regime de tectônica de placas mutantes, com alternância de transcorrências e falhamentos normais (Nielsen e Sylvester, 1995). Entre os diversos tipos de bacia *strike-slip*, descritos por esses autores, estão as bacias *pull-apart*, formadas como calhas extensionais (Kearey e Vine, 1996), e as bacias polihistóricas, formadas inicialmente como bacias rifte desenvolvidas sob extensão regional, convertidas para *strike-slip* por transcorrência posterior (Nielsen e Sylvester, 1995).

As bacias *strike-slip* que estão situadas no Nordeste do Brasil são intracratônicas, distribuídas ao longo de uma faixa de direção SW-NE e foram denominadas por Castro (1999) de “Bacias Rifte do Vale do Cariri” (Fig. 11.13). Elas formaram-se em meio-grábens resultantes do regime extensional ao longo de linhas de falhas neoproterozóicas, reativadas durante o quebramento do Gondwana. Este tectonismo iniciou-se no

Jurássico Médio com tafrogênese, seguida de subsidência lenta que se prolongou até o Cretáceo Médio. O seu preenchimento foi inicialmente continental, passando a marinho apenas no Albiano. Na classificação de Kingston *et al.* (1983), são do tipo LL.

Bacias de Antepaís Retroarco

As Bacias de Antepaís Retroarco são estruturas de grande escala e longa duração: centenas de quilômetros de largura, milhares de quilômetros de extensão, muitos quilômetros de espessura e 10–100 milhões de anos de duração (Jordan, 1995). Elas formam-se ao longo dos flancos de cinturões orogênicos de margem continental, do lado voltado para o interior do continente. Sua sedimentação é dominada por depósitos não-marinhos e marinhos rasos. São mais comumente ligadas à tectônica *thin-skinned*, isto é, sem envolvimento do embasamento. De acordo com Jordan (1995), este envolvimento é pouco comum nesse tipo de bacia. Podem ser classificadas como do tipo IS (Kingston *et al.* 1983). A única

bacia mesozóica deste tipo conhecida no Brasil é a Bacia do Acre. Ela faz parte do sistema de Bacias de Antepaís Retroarco formadas ao longo do flanco oriental da Cordilheira dos Andes, juntamente com as bacias de Bermejo (Jordan, 1995), Neuquén, Llanos-Barinas-Apure e Madre de Diós-Beni-Chaco (Milani e Thomaz Filho, 2000). Já as bacias paleozóicas tanto podem ser retroarco como periféricas, isto é, formarem-se do lado oposto à zona de subducção.

Aulacógenos e Grábens

Quando a fragmentação de um continente ocorre pela concatenação de uma série de junções triplas tipo rifte-rifte-rifte, o ramo não utilizado na ruptura fica preservado dentro do continente como um rifte abortado ou aulacógeno (Kearey e Vine, 1996). Os aulacógenos referidos neste texto estão ligados aos processos de ruptura do Gondwana e à formação do Oceano Atlântico, tanto no seu setor equatorial, como meridional (Fig. II.3). Sua classificação corresponde a Fraturas Interiores (IF; Kingston *et al.* 1983).



Figura II.3 – Aulacógenos desenvolvidos nas margens do oceano Atlântico, como resultado da ruptura do Gondwana. Encarte: Situação pré-deriva, mostrando os principais aulacógenos: T = Tacutu; B = Benue; R = Recôncavo; A = Argentina

Figure II.3 – Aulacogens developed around the Atlantic Ocean as result of Gondwana break-up. Inset: Predrift situation, showing the main aulacogens: T = Tacutu; B = Benue; R = Recôncavo; A = Argentina

Classificação das Bacias Interiores do Brasil e seu Preenchimento Sedimentar

A classificação utilizada neste texto segue, de modo geral, a adotada por Milani e Thomaz Filho (2000) (e.g. Parecis e Alto Tapajós), introduzindo, entretanto, as seguintes modificações: 1) foram acrescentadas descrições de bacias intracratônicas não-abordadas anteriormente; 2) as bacias do Parnaíba e Paraná foram desmembradas, sendo descritas as sub-bacias tectonicamente distintas que as compõem*; 3) foram acrescentadas as descrições das bacias *strike-slip* do Nordeste do Brasil e dos grábens do Sudeste, além das bacias e coberturas cenozóicas.

As rochas sedimentares que preenchem essas bacias compõem seis seqüências cratônicas, relacionadas a seis ciclos tectonosedimentares maiores (Almeida *et al.* 2000), no sentido proposto por Sloss (1963). Neste sentido, elas correspondem a “unidades litoestratigráficas de hierarquia superior a grupo, megagrupo ou supergrupo, traçáveis através de grandes áreas

de um continente e limitadas por discordâncias de âmbito inter-regional”.

As rochas pertencentes a essas seqüências ocorrem nas bacias interiores, sejam elas sinéclises, do tipo *strike-slip* ou riftes abortados (Fig. II.1, II.2, II.3). Essas seqüências foram formadas por sucessivos eventos maiores de imersão da superfície da plataforma abaixo do nível de base regional e seu soerguimento subsequente. Discordâncias inter-regionais separam essas seqüências, cada uma das quais corresponde a um ciclo tectonosedimentar maior (Almeida *et al.* 2000).

As primeiras tentativas de definição dessas seqüências foram feitas por Gomes (1968), seguindo-se as de Almeida (1969), Ghignone (1972), Fulfaro e Landim (1972), culminando com a de Soares *et al.* (1974; 1978) que, com poucas modificações, tem sido amplamente utilizada (cf. Almeida *et al.* 2000; Brito Neves, 2002).

O acervo de informações obtido a partir da exploração petrolífera em diversas bacias brasileiras levou a PETROBRAS, em 1987, a organizar um grupo de trabalho com o objetivo de

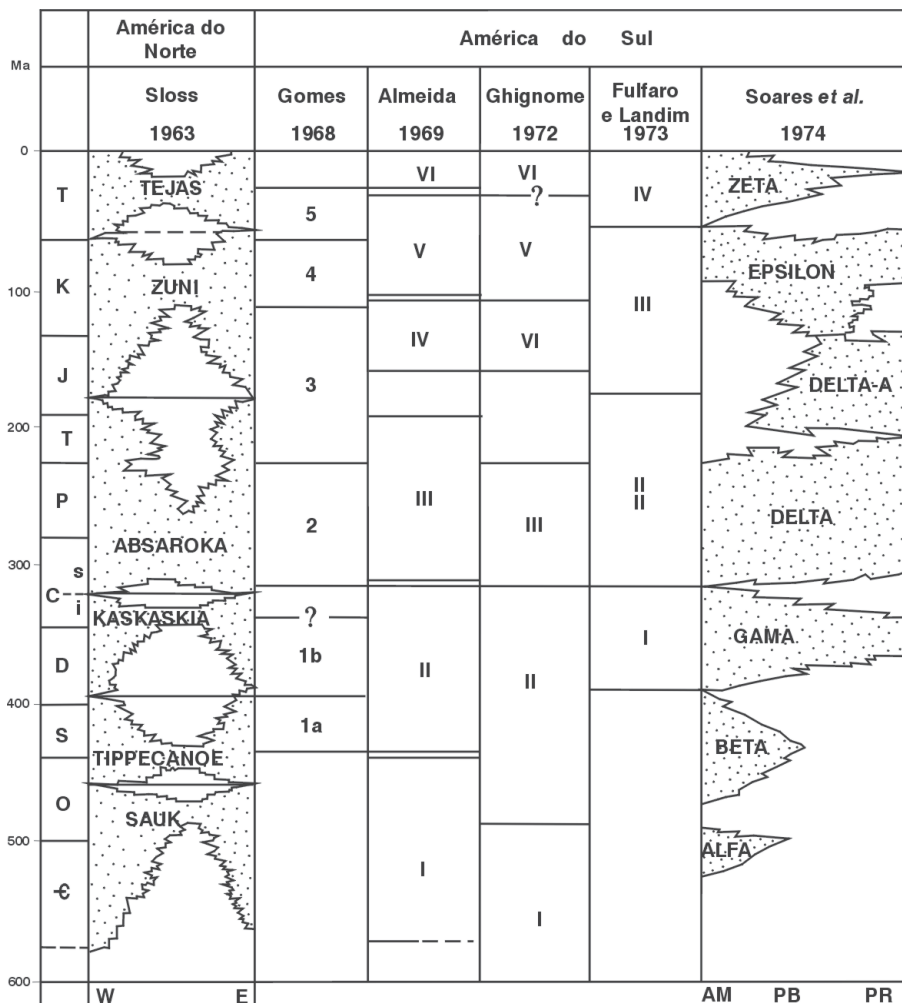


Figura II.4 – Limites das seqüências cratônicas nas sinéclises brasileiras segundo diversos autores e sua correlação com as do cráton da América do Norte. AM = bacias do Acre, Solimões e Amazonas; PB = Bacia do Parnaíba (Província Sedimentar do Meio Norte); PR = Bacia do Paraná (Província Sedimentar Meridional), segundo Soares *et al.* 1974

Figure II.4 – Limits of the cratonic sequences in the Brazilian synclines according to several authors and their correlation with the North American cratonic sequences. AM = Acre, Solimões and Amazonas basins; PB = Parnaíba Basin (Meio Norte Sedimentary Province); PR = Paraná Basin (Meridional Sedimentary Province), after Soares *et al.* 1974

* Nota dos editores: Em outros capítulos desta obra o termo “Bacia do Paraná” refere-se àquele previamente descrito na literatura e não a uma subdivisão da Província Paraná, conforme proposta deste capítulo.

padronizar essas informações sob a forma de cartas estratigráficas. Essas cartas foram revistas, atualizadas e padronizadas em 1993, tendo sido publicadas em fevereiro de 1995, no *Boletim de Geociências da PETROBRAS* (vol. 8. n.º 1, 1994), obra que se tornou um documento síntese básico para o estudo das bacias sedimentares fanerozóicas do Brasil.

No presente texto, a coluna sedimentar das bacias abordadas por aquela coletânea (Acre, Amazonas, Paraná, Parnaíba, Recôncavo–Tucano–Jatobá, Solimões e Tacutu) está dividida nas seqüências sedimentares utilizadas por aquele grupo de trabalho. Nas demais bacias, as seqüências foram correlacionadas como tentativa tanto com as da PETROBRAS, como com as de Soares *et al.* (1974, 1978), de acordo com as estimativas de idade disponíveis.

As descrições das bacias sedimentares estão agrupadas de acordo com as Províncias adotadas nesta obra: Superprovíncia Cráton Amazonas, Província Parnaíba e Província Paraná. Diversas bacias que estão fora da área dessas províncias foram descritas como BACIAS INTERIORES DO ESCUDO ATLÂNTICO.

Superprovíncia Cráton Amazonas

Bacia do Acre (Província Amazonas)

A Bacia do Acre, do tipo IS (Kingston *et al.* 1983), está situada no setor brasileiro da Bacia Maraño-Ucayali-Acre, cuja área total é de 905.000 km² (Milani e Thomaz Filho, 2000; Fig.

11.5). Esta bacia integra o sistema de Bacias de Antepaís Retroarco, da Cordilheira dos Andes.

A Bacia do Acre é a parte mais distal da cunha sedimentar cuja idade compreende o intervalo do Cretáceo ao Plioceno (Feijó e Souza, 1994), preenchendo o domínio de antepaís da Bacia Maraño-Ucayali-Acre. Sua estrutura consiste-se do conjunto de falhas reversas de direção norte-sul, da qual a mais importante é a Falha Batã, que marca a terminação oriental da seqüência sedimentar paleozóico-jurássica que se estende desde os Andes (Milani e Thomaz Filho, 2000). O seu limite oriental com a Bacia do Solimões é o Arco de Iquitos (Fig. 11.1). Os 6.000 m de rochas sedimentares da Bacia do Acre (Milani e Thomaz Filho, 2000) estão distribuídos em quatro superseqüências: carbonífero-permiana, jurássica, cretácea e terciária (Feijó e Souza, 1994). Superseqüências correspondem a ciclos de segunda ordem, com duração entre 3 e 50 m.a. (Emery e Myers, 1996) que, de acordo com esses autores, podem ser causados por mudanças na taxa de subsidência da bacia ou na taxa de soerguimento da área-fonte das rochas sedimentares que a preenchem.

A superseqüência carbonífero-permiana compreende as formações Apuí, composta de conglomerados formando cunha clástica, Cruzeiro do Sul, contendo carbonatos e evaporitos, e Rio do Moura, arenitos. Feijó e Souza (1994) interpretam o ambiente de sedimentação dessas formações como inicialmente aluvial, passando a nerítico. A Superseqüência Jurássica é inteiramente composta pela Formação Juruá-Mirim, que contém arenitos e *red beds*, intercalados com evaporitos e derrames de basalto, depositados em ambiente continental. Diversas formações compõem a superseqüência cretácea: Moa, Rio Azul, Divisor e Ramón, compostas por arenitos, folhelhos e

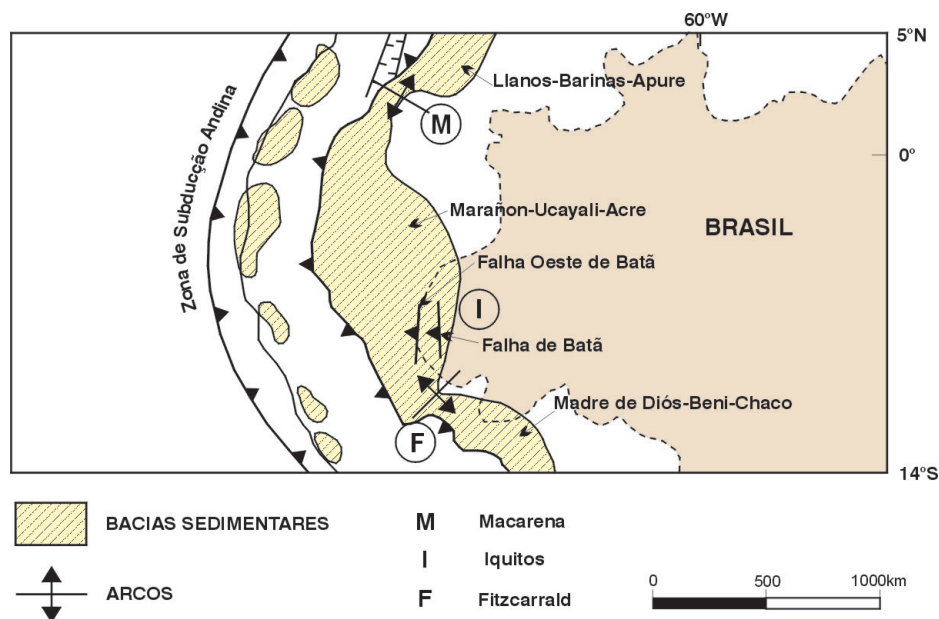


Figura 11.5 – Localização da Bacia do Acre em relação à Cordilheira dos Andes e ao território brasileiro (segundo Milani e Thomaz Filho, 2000)

Figure 11.5 – Location of Acre Basin in relation to the Andean Cordillera and the Brazilian territory (after Milani e Thomaz Filho, 2000)

calcarenitos, depositados em ambiente flúvio-lacustre, na Bacia de Antepaís (flexural), adjacente à cadeia andina (Feijó e Souza, 1994). Ainda durante este episódio flexural, a superseqüência terciária, representada pela Formação Solimões, depositou-se em *onlap* contra o embasamento, possivelmente como consequência da Deformação Incaica na Cordilheira dos Andes (Ramos e Alemán, 2000). A superseqüência cretácea e a terciária somam mais de 3.000 m de espessura (Milani e Zalán, 1998).

Bacia do Solimões (Província Amazonas)

Esta bacia (Fig. II.1), juntamente com a do Amazonas, corresponde à primitiva Bacia do Amazonas, dividida em três domínios: Alto, Médio e Baixo Amazonas, separados, respectivamente, pelo Alto de Purus e pelo Alto de Monte Alegre. Apesar da designação prévia de Bacia Solimões ter sido aplicada para a cobertura cenozóica do oeste da Amazônia (Santos, 1974), Caputo (1984) sugeriu a substituição do nome Alto Amazonas por Solimões. O nome da Bacia do Amazonas atualmente corresponde à antiga Bacia do Médio e Baixo Amazonas (Eiras *et al.* 1994a) sendo que as duas bacias (Amazonas e Solimões) estão separadas pelo Alto de Purus que corresponde aproximadamente ao limite entre as províncias Tapajós–Parima e Rio Negro (Santos *et al.* 2000). A Bacia do Solimões com *ca.* 500.000 km² de área é limitada a oeste com a Bacia do Acre, pelo Arco de Iquitos; a leste, com a Bacia do Amazonas, pelo Alto de Purus. Dentro da bacia, o Arco de Carauari a divide em duas sub-bacias: Jandiatuba a oeste, sotoposta por rochas ígneas e metamórficas, e Juruá a leste, com 3.800 m de espessura de sedimentos, sobre substrato semelhante, além de riftes proterozóicos (Eiras *et al.* 1994a). Isto permite classificar essas sub-bacias e, conseqüentemente a Bacia do Solimões, como IF/IS (Fatura Interior/Depressão Interior).

O preenchimento da bacia consiste-se de pacotes sedimentares separados por discordâncias bem marcadas, formando seis superseqüências (Eiras *et al.* 1994).

As superseqüências ordoviciana e siluro-devoniana, compreendendo, respectivamente, as formações Benjamim Constant (clásticos neríticos) e Jutai (clásticos e calcários neríticos), são restritas à Sub-bacia de Jandiatuba (Eiras *et al.* 1994a). A Superseqüência devoniano-carbonífera abrange as rochas sedimentares marinhas e glácio-marinhas do Grupo Marimari (formações Uerê e Jandiatuba), que ultrapassam o Alto de Carauari, estendendo-se para a Sub-bacia de Juruá. A Superseqüência carbonífero-permiana consiste-se de clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé (formações Juruá, Carauari e Fonte Boa), tem o topo truncado por grande discordância (170 Ma), correspondente ao Diastrofismo Juruá com idade comparável à orogenia tardihercíniana (Eiras *et al.* 1994a). A seqüência Cretácea

corresponde aos depósitos fluviais da Formação Alter do Chão, preservados devido à subsidência relacionada à orogenia andina. Finalmente, os pelitos e os arenitos pliocênicos da Formação Solimões constituem a Superseqüência Terciária, enquanto a Formação Içá é produto de sedimentação pleistocênica. A Formação Içá é coberta por depósitos eólicos que formam os campos de dunas Araçá, Anauá e Catrimani (Santos *et al.* 1993).

Bacia do Amazonas (Província Amazonas)

As rochas sedimentares da Bacia do Amazonas, que possui 515.000 km² de área (Fig. II.1), estão em *onlap* sobre as rochas pré-cambrianas dos escudos das Guianas a norte e Brasil Central a sul. Seu limite ocidental é com a Bacia Solimões (Alto de Purus) e o oriental, com o rifte mesozóico de Marajó, é a ombreira do rifte, denominada de “Arco de Gurupá”. A espessura total das rochas sedimentares que a preenchem atinge 5.000 m (Cunha *et al.* 1994).

A implantação do rifte precursor da Bacia do Amazonas está associada a movimento de pluma mantélica que produziu a província magmática Piranhas (Santos *et al.* 2002) no Cambriano Médio (507 Ma). Isso indica que o início do rifte é posterior ao encerramento do ciclo Brasileiro, não estando associado a esse ciclo (Cunha *et al.* 1994) e também que é pós-Vendiano, ao contrário do que propõe Teixeira (2001). O rifte foi inicialmente preenchido por rochas da Formação Prosperança, de ambiente de leque aluvial-fluvial, cuja idade máxima é 1030 Ma, idade obtida por U-Pb em zircão detrítico (neste trabalho, Capítulo IV). Por ser concordante com a Formação Trombetas, a deposição da Formação Prosperança é considerada pela CPRM como sendo cambro-ordoviciana (Santos *et al.* 1974, Schobbenhaus *et al.* 1984). Apesar de alguns trabalhos (*e.g.* Cunha *et al.* 1994) considerarem uma idade proterozóica ou até mesmo paleoproterozóica (Amaral, 1984) para a Formação Prosperança, o mais provável é que sua sedimentação tenha-se restringido ao princípio do Paleozóico como admitido por Schobbenhaus *et al.* (1984) e Milani e Zalán (1999).

A fase sinéclise, iniciada desde a deposição da Formação Acari, de ambiente transicional, ou da Formação Autás-Mirim, nerítica, está pontuada por orogêneses, responsáveis pelas discordâncias que separam as diversas superseqüências. Considerando o rifte preenchido pela Formação Prosperança como precursor da formação da bacia, ela pode ser classificada como IF/IS.

Neste último caso, em concordância com Cunha *et al.* (1994), a evolução da Bacia do Amazonas começa pela deposição da Superseqüência ordoviciano-devoniana composta pelos clásticos marinhos das formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru, reunidas no Grupo

Trombetas; sua deposição é encerrada pelo reflexo da Tardiocloyica (ca. 400 Ma) responsável pelo hiato que a separa da Superseqüência devoniano-carbonífera. Esta é composta pelas formações Maecuru, Ererê, Curiri, Oriximiná e Faro, que representam a sedimentação flúvio-deltaica e nerítica dos grupos Urupadi (as duas primeiras) e Curuá (as três últimas). Este último foi acompanhado por sedimentação glacial e seguido por um hiato deposicional correspondente a orogênese Tardichânica (ca. 330 Ma).

O Grupo Tapajós, composto pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá, possui um amplo espectro de ambientes de sedimentação: clásticos, carbonatos e evaporitos, tanto continentais como marinhos restritos, que formam a Superseqüência carbonífero-permiana. Esta superseqüência é seguida sucessivamente pela Orogênese Sanrafaélica (ca. 260 Ma.) e pelo Diastrofismo Juruá. No princípio do Jurássico, fazendo parte da Província CAMP – *Central Atlantic Magmatic Province* (Marzoli *et al.* 1999), ocorreu amplo magmatismo basáltico formando diques tipo Penatecaua e derrames não-aflorantes situados entre as formações Nova Olinda e Alter do Chão (Santos *et al.* 1978).

A sedimentação na Bacia do Amazonas é encerrada pela deposição de duas seqüências continentais, uma cretácea superior (Formação Alter do Chão) e outra cenozóica (formações Solimões e Içá), depositadas por sistemas fluviais e flúvio-lacustres.

Bacia dos Parecis

A Bacia dos Parecis está localizada na região centro-oeste do Brasil, no setor sudoeste do Cráton Amazonas (Fig. II.1), entre as províncias Rondônia–Juruena e Sunsás. Trata-se de bacia tipo IF, evoluindo para o tipo IS. A idade paleozóica da seção inferior é demonstrada pela presença de fósseis como acritarcas (*Sysphaeridium sp.*; Cruz, 1980), restos de plantas silicificadas (*Psaronius*), trilobitas e braquiópodes devonianos. A bacia está dividida, de oeste para leste, em três domínios tectonossedimentares separados respectivamente pelos altos de Vilhena e da Serra Formosa (Siqueira e Teixeira, 1993): de acordo com Siqueira (1989), o extremo oeste é depressão tectônica (Sub-bacia Rondônia), nome que está sendo revisto devido à anterior aplicação do nome “Rondônia” para granitos estaníferos), a região central é caracterizada por um baixo gravimétrico (Sub-bacia Juruena) e o extremo leste é bacia interior tipo sinéclise (Sub-bacia Alto Xingu).

A estrutura profunda da bacia (Braga e Siqueira, 1996) mostra que os grábens Pimenta Bueno e Colorado se estendem por baixo dela em direção sudeste. As principais deformações de média escala estão concentradas nas zonas de falha limitantes dos grábens Pimenta Bueno e Colorado, com brechas e silicificação.

No Paleozóico Inferior, a Região Amazônica foi afetada por evento extensional, quando se implantou sistema de riftes intracontinentais aproveitando zonas de fraqueza anteriores (Pedreira e Bahia, 2000), que foram preenchidas pelo menos em parte pela Formação Cacoal (Siqueira, 1989).

Em uma sinéclise desenvolvida sobre este sistema de riftes, depositaram-se, do Devoniano ao Cretáceo, as Formações Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno, Fazenda Casa Branca, Rio Ávila e Parecis (Fig. II.6). Essas unidades litoestratigráficas formam seqüências deposicionais separadas por discordâncias regionais, indicando a atuação de eventos tectônicos responsáveis por variações de suas fácies e espessuras dentro da bacia (Siqueira e Teixeira, 1993). Estas formações foram agrupadas em cinco superseqüências por Teixeira (2001): siluro-devoniana, devoniana, carbonífero-permiana-triássica, juro-cretácea e cretácea (Fig. II.6).

A Superseqüência siluro-devoniana restringe-se à Formação Cacoal (Siqueira, 1989), composta de conglomerados, grauvacas, folhelhos e dolomitos, interpretados como depositados em leques aluviais, deltas e lagos. As Formações Furnas e Ponta Grossa (nomes sob revisão), componentes da Superseqüência devoniana, consistem-se, respectivamente, de arenito com seixos e folhelho (Costa *et al.* 1975; Ribeiro Filho *et al.* 1975); o seu ambiente deposicional determinado na Bacia do Paraná indica que essas rochas foram depositadas em ambientes transicional e marinho, respectivamente. A Superseqüência Carbo-permo-triássica compreende os tilitos, folhelhos e arenitos da Formação Pimenta Bueno e os conglomerados, arcóseos e folhelhos da Formação Fazenda da Casa Branca (Montes *et al.* 1974; Costa *et al.* 1975; Ribeiro Filho *et al.* 1975), que são interpretados como glaciais na primeira (Bahia e Pedreira, 1996) ou periglaciais na segunda (Caputo, 1984).

Durante o Jurássico Inferior a região amazônica foi afetada por outro evento extensional, relacionado à separação entre a América do Sul e a África, quando depressões foram preenchidas por rochas sedimentares e vulcânicas. Na Bacia dos Parecis este evento corresponde aos derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuã datados em aproximadamente 198 Ma (Marzoli *et al.* 1999).

Esses derrames cobriram os arenitos da Formação Rio Ávila (pré-Anari, 198 Ma), interpretada como de origem eólica.

A Superseqüência Cretácea restringe-se à Formação Parecis, do Cretáceo Superior, composta por conglomerados e arenitos, depositada em ambiente fluvial e eólico (Montes *et al.* 1974; Costa *et al.* 1975; Ribeiro Filho *et al.* 1975). Corpos kimberlíticos do mesmo período cortam essas rochas sedimentares nas regiões noroeste e sudeste da bacia. Na sub-bacia Alto Xingu as rochas paleozóicas estão cobertas por uma unidade arenosa de idade indeterminada e que sustenta o platô do Alto Xingu. Essa unidade foi considerada no passado como quaternária (Araújo e Carneiro, 1977) e até mesmo correlacionada com a

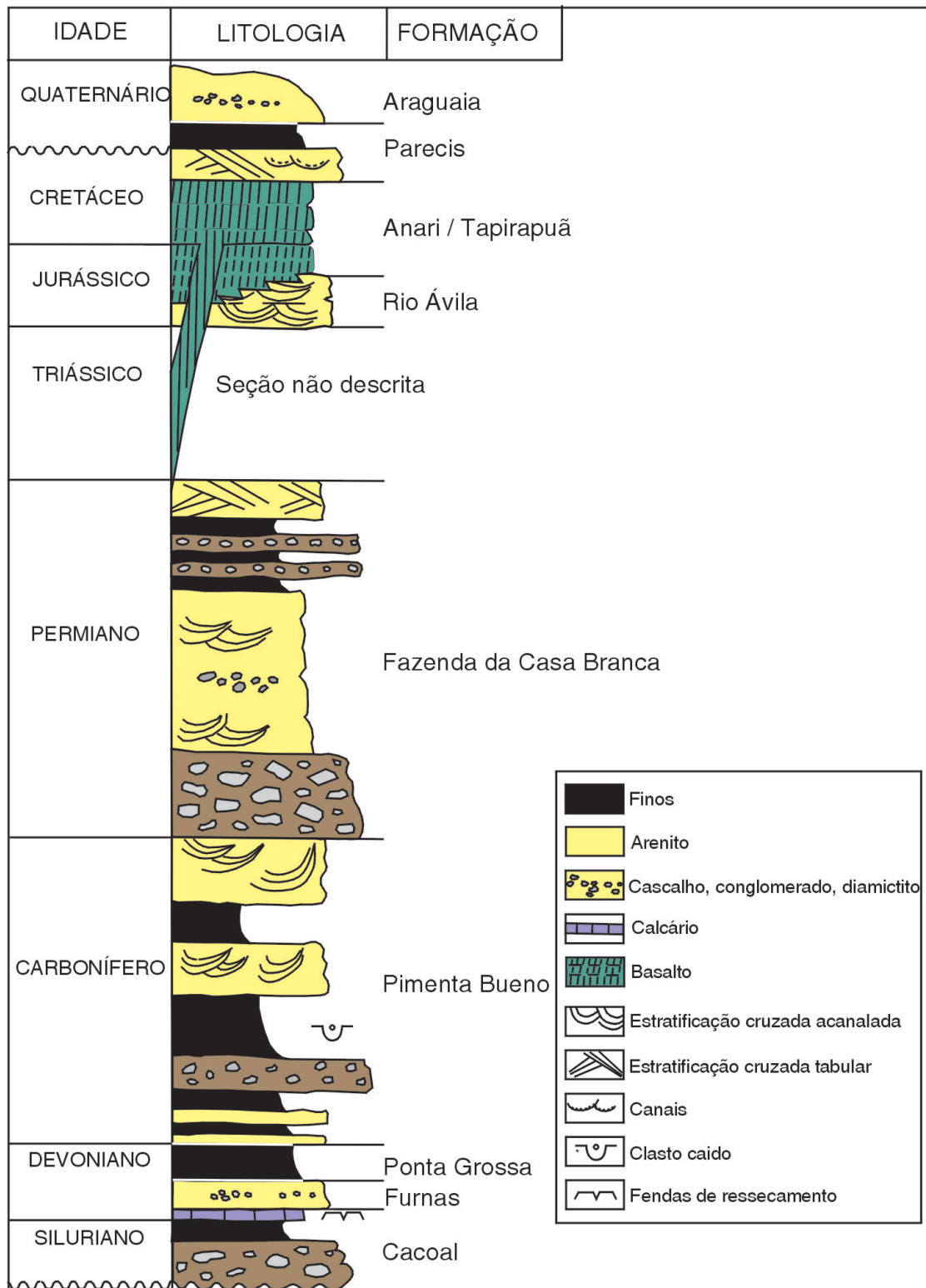


Figura 11.6 – Coluna estratigráfica composta da Bacia dos Parecis. Segundo Montes *et al.* 1974, Costa *et al.* 1975, Ribeiro Filho *et al.* 1975, Siqueira 1989, Bahia e Pedreira, 1996. Espessura total: ~ 5.800 m (Braga e Siqueira, 1996)

Figure 11.6 – Composite stratigraphic column of the Parecis Basin. After Montes *et al.* 1974, Costa *et al.* 1975, Ribeiro Filho *et al.* 1975, Siqueira 1989, Bahia e Pedreira, 1996. Total thickness: ~ 5,800 m (Braga e Siqueira, 1996)

Formação Araguaia. Essa formação é aqui separada da Formação Araguaia e designada de Formação Ronuro, interpretada como de idade terciária, mas que pode pelo menos em parte incluir camadas cretáceas equivalentes à Formação Parecis.

A Bacia dos Parecis está coberta discordantemente por areias, siltes e argilas de idade cenozóica, depositados sobre crosta laterítica desmantelada.

Bacia do Alto Tapajós

Esta bacia está situada a sudoeste da Bacia do Amazonas, com a qual aparentemente se conecta, e a norte da Bacia dos Parecis (Fig. II.1). Sua área é de aproximadamente 105.000 km² e a sedimentação alcança 1.700 m de espessura (Santiago *et al.* 1980). A idade paleozóica (pós-proterozóica) da bacia é atestada pela presença de icnofósseis (*Paleophycus sp.*) na sua formação basal (Riker e Oliveira, 2001) e de chitinozoários, archritarcas e esporomorfos devonianos na Formação São Benedito e pela existência de hulha na Formação Borrachudo. Microfósseis devonianos foram confirmados por Teixeira (2001) na Formação São Benedito. Este mesmo autor, com base em dados aerogravimétricos e aeromagnetométricos, sugere para a bacia uma evolução iniciada com um sistema rifte interior/depressão interior (IF/IS) rifeano/vendiano (Neoproterozóico), sucedido por outro sistema semelhante no Paleozóico (Fig. II.7). Todavia, a base da seqüência é a Formação Buiúçu, que apresenta idade paleoproterozóica e não vendiana.

O setor noroeste da Bacia do Alto Tapajós foi mapeado em nível de reconhecimento na escala 1:250.000 (Santiago *et al.* 1980), quando foram feitas as primeiras determinações paleontológicas. As rochas sedimentares aí aflorantes foram divididas por esses autores em dez formações: uma de idade proterozóica, (antiga Formação Palmares e atual Formação Buiúçu) e as demais paleozóicas. Recentemente, Teixeira (2001) agrupou-as em duas megasseqüências: uma megasseqüência proterozóica (Rifeano/Vendiano) e uma paleomesozóica (Fig. II.7).

A bacia está em não-conformidade sobre rochas vulcânicas dos grupos Colíder e Beneficente e sobre rochas da Suíte Magmática Sucunduri (Riker e Oliveira, 2001), entre outras. A megasseqüência paleozóica, formada pelas superseqüências Siluro-devoniana e Carbo-permo-triássica, que foi mapeada no flanco norte da bacia e ao longo do rio Sucunduri, compreende as formações Borrachudo, Capoeiras, São Benedito, Ipixuna, Navalha e o Diabásio Cururu. Às unidades para as quais não se conseguiu designar uma localidade-tipo, foram atribuídas letras: F e G para as situadas entre as formações Ipixuna e Navalha, e I e J para as sobrepostas a esta última (Fig. II.7). O Diabásio Cururu, que corta a Formação

São Benedito, foi datado em 177 Ma (Jurássico Médio; Santiago *et al.* 1980).

Na extremidade sudeste da bacia foram perfurados alguns poços, no Campo de Provas Brigadeiro Velloso (Base do Cachimbo), da Força Aérea Brasileira. Foi examinada documentação de um desses poços (coordenadas UTM 8.966.491,2 N/712.362,5 E), com 1.029,10 m de profundidade, que mostra os perfis litológico, de densidade, raios gama, potencial espontâneo e resistividade. Além das variações dos parâmetros geofísicos em relação às litologias, estes dados sugerem importantes correlações com as rochas aflorantes em uma seção geológica levantada ao longo da rodovia Cuiabá-Santarém, entre o Posto Fiscal MT/PA e as cachoeiras do rio Curuá.

O poço em questão começa por conglomerados com clastos de rochas vulcânicas depositados sobre granófiro e passa a arenitos com seixos esparsos. Ao longo do poço ocorrem arenitos e argilitos interacamados, ritmitos com níveis de microbrecha, calcários e dolomitos. Próximo à superfície, o poço atravessou três camadas importantes para correlação: carbonatos encerrados por um nível de brecha, um nível de argilito e quartzo arenitos superpostos a ele.

Os carbonatos encerrados pelo nível de brecha foram mapeados por Santiago *et al.* (1980), que consideraram aquele nível uma camada-chave, atribuindo-a ao topo da unidade F (Fig. II.7). Assim, os argilitos e quartzo-arenitos superpostos àquele nível pertenceriam à unidade G; os primeiros parecem ser os folhelhos vermelhos que afloram no Posto Fiscal MT/PA e os últimos, os arenitos aflorantes próximos à antiga usina de força da Base do Cachimbo, e em outros locais da mesma região. Aí, os arenitos possuem estratificação cruzada acanalada de grande porte, o que permite interpretá-los como eólicos. As estratificações cruzadas indicaram paleoventos para sul (Pedreira, 2000).

Conglomerados e arenitos seixosos, semelhantes aos atravessados no final da perfuração, afloram nas cachoeiras do rio Curuá, situadas cerca de cem quilômetros a norte da Base do Cachimbo. Os conglomerados afloram nas cachoeiras do Espanto e da Prainha; os arenitos, com textura bimodal e seixos compostos de quartzo e rochas vulcânicas, afloram em toda a região. Suas estruturas sedimentares são estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e sigmoidais, indicando paleoventos para SSE (Pedreira, 2000).

Os conglomerados e arenitos foram interpretados por este autor, respectivamente, como leques aluviais e fluxos em lençol, produzidos por enxurradas em clima árido, dentro de um rifte. Todavia, ainda não existem elementos suficientes para correlação segura entre a coluna estratigráfica da bacia (Fig. II.7), o poço e essas unidades.

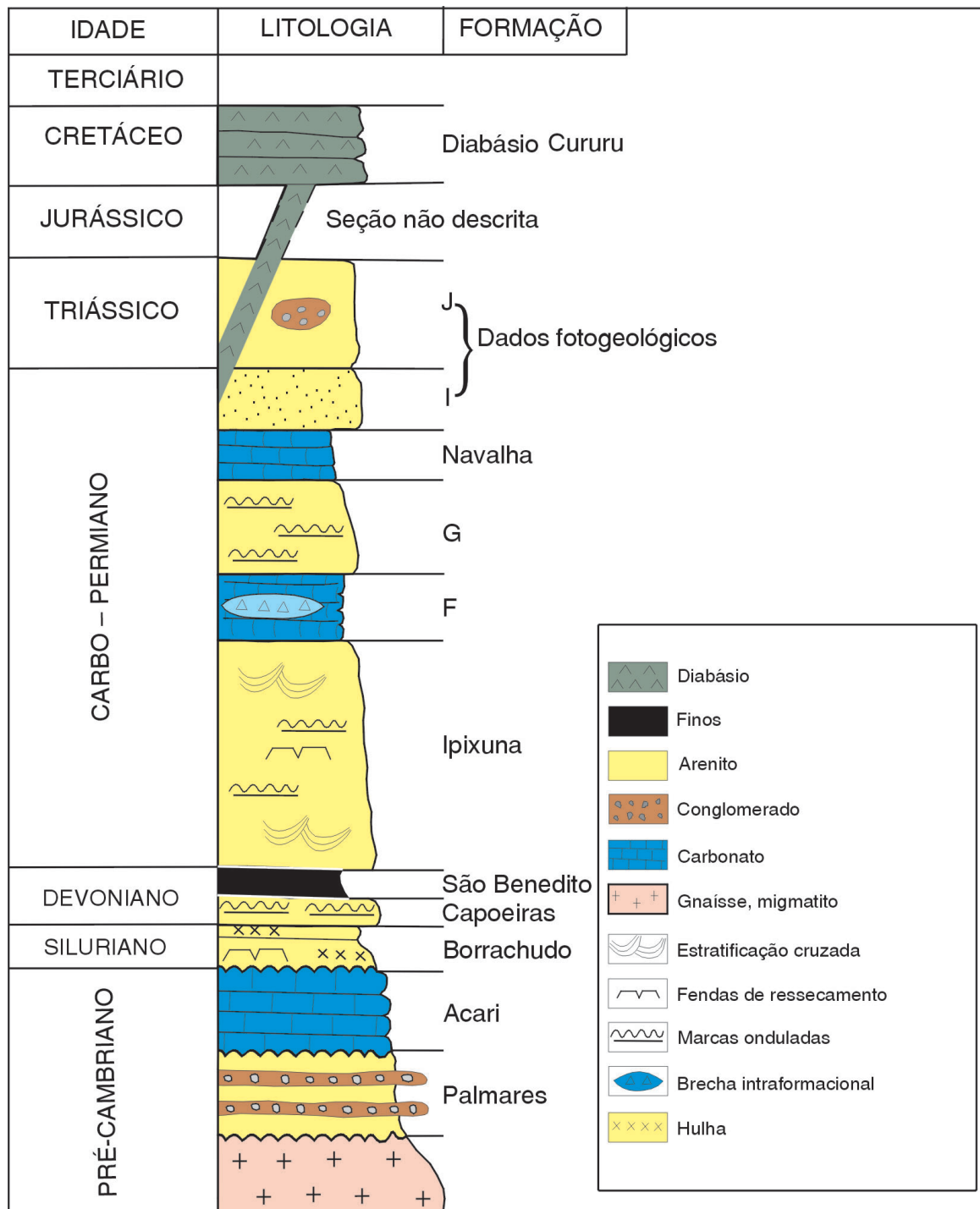


Figura II.7 – Coluna estratigráfica composta da Bacia do Alto Tapajós, segundo Santiago *et al.* 1980; Teixeira, 2001. Espessura estimada: >1.788 m (Santiago *et al.* 1980)

Figure II.7 – Composite stratigraphic column of the Alto Tapajós Basin. After Santiago *et al.* 1980; Teixeira 2001. Estimated thickness: >1,788 m (Santiago *et al.* 1980)

Bacia do Tacutu

Esta bacia (Fig. II.1) é formada por sistema de grábens com direção NE-SW com 300 km de extensão e 30 a 50 km de largura (Eiras *et al.* 1994b), sendo portanto do tipo IF de Kingston *et al.* (1983). Este sistema está situado no Brasil e na República da Guiana, onde é chamado North Savannas Rift Valley. No Brasil, a Bacia do Tacutu possui 4.500 km²; seu embasamento são rochas vulcânicas Surumu, granitos das Suítes Mucajá e Pedra Pintada e charnockitos da Suíte Serra da Prata (Delgado e Pedreira, 1995). O gráben principal é limitado por falhas normais e o seu perfil transversal é assimétrico; os rejeitos maiores estão na borda sudeste (Milani e Thomaz Filho, 2000).

De acordo com Eiras *et al.* (1994b), o seu preenchimento sedimentar compreende uma Superseqüência Jurássica, que engloba as formações da fase pré-rifte, Apoteri e Manari. A primeira consiste-se de 1.200 m de basaltos característicos de vulcanismo subaéreo e, ocasionalmente, subaquoso, associados a diques de diabásio com idade de 200 Ma (Marzulli *et al.* 1999); a segunda é formada por siltitos vermelhos de ambiente lacustre.

Na fase rifte, depositaram-se inicialmente as formações Rupununi e Pirara, compostas por evaporitos, folhelhos e arenitos, interdigitada em direção às margens do gráben com cunhas clásticas de conglomerado. Estas formações são seguidas pela Formação Tacutu, composta por siltitos lacustres e arenitos e pela Formação Serra do Tucano (arenitos flúvio deltaicos), que compõem a Superseqüência Cretácea; ambas as formações também são interdigitadas com os conglomerados da borda do gráben.

Durante o Cenozóico, ocorreu a inversão da bacia e o rearranjo das placas Sul-Americana, Nazca e Cocos que deram origem a estruturas compressivas na bacia (Milani e Thomaz Filho, 2000).

Província Parnaíba (Província Sedimentar do Meio-norte)

A área da Província Parnaíba (600.000 km²) é coincidente com a da Província Sedimentar do Meio-Norte. Esta designação foi proposta por Góes (1995), que comprovou a dificuldade de compreensão do quadro tectono-sedimentar, no contexto de uma bacia única. A designação é pertinente, uma vez que sua evolução deu-se de maneira policíclica, compartimentada em bacias com gêneses, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades distintos.

A província é limitada a norte pelo Arco Ferrer (Arco São Vicente Ferrer–Urbano Santos–Guamá); a leste pela Falha de Tauá; a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu; a oeste

pelo Lineamento Tocantins–Araguaia; e, a noroeste, pelo Arco Tocantins (Góes, 1995; Fig. II.8).

Seu substrato, conforme descrito por Nunes (1993), consiste-se de maciços arqueanos (Granja e Goiás), crátons sinbrasilianos (São Luís e Núcleo Cratônico Central), cinturões orogênicos brasileiros (Gurupi, Araguaia e terrenos da Província Borborema). Sobre este substrato, implantaram-se estruturas grabeniformes no Mesoproterozóico, Neoproterozóico e no Fanerozóico (Cambro-ordoviciano).

A Província Parnaíba consiste de quatro sítios deposicionais separados por discordâncias, que coincidem com as que limitam as superseqüências em que Góes e Feijó (1994) dividiram as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba: Bacia do Parnaíba propriamente dita, Bacia das Alpercatas, Bacia do Grajaú e Bacia do Espigão-Mestre (Góes, 1995): a primeira é do tipo IF/IS (Fratura Interior/Depressão Interior), a segunda do tipo IF (Fratura Interior), a terceira do tipo MS (Depressão Marginal) e a quarta do tipo IS (Depressão Interior). Sua evolução é mostrada esquematicamente na Fig. II.9.

Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba ocupa aproximadamente metade da província em sua parte centro-sul (Fig. II.8). Ela foi implantada sobre os riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato (Fig. II.8; Brito Neves, 1998) sendo, portanto, do tipo IF/IS, compreendendo as superseqüências Siluriana (Grupo Serra Grande), Devoniana (Grupo Canindé) e Carbonífero-Triássica (Grupo Balsas) de Góes e Feijó (1994).

O Grupo Serra Grande compreende as Formações Ipu, Tianguá e Jaicós, bem caracterizadas em subsuperfície, porém ainda não-individualizadas em trabalhos de cartografia geológica de superfície. Góes e Feijó (1994) interpretam os ambientes de deposição do Grupo Serra Grande como flúvio-glacial e glacial, passando a transicional (nerítico) e retornando às condições continentais (fluvial entrelaçado).

O Grupo Canindé é composto pelas Formações Itaim – em muitos trabalhos considerada como membro inferior da Formação Pimenteiras –, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. A Formação Itaim consiste-se de arenitos e folhelhos de ambiente de plataforma rasa. A Formação Pimenteiras está bem exposta nos arredores da cidade de Picos (PI), onde se consiste de arenitos com níveis de folhelhos, depositados em ambientes dominados por marés e tempestades. A Formação Cabeças é composta por arenitos com geometria sigmoidal abaulada e localmente intercalações de diamictitos; Góes e Feijó (1994) a interpretam como depósito de ambiente nerítico plataformar, com ação de correntes e influência periglacial. A Formação Longá consiste-se de arenitos finos e siltitos, interpretados pelos autores supracitados como depósitos



Figura II.8 – Unidades geotectônicas da Província Parnaíba (modificado de Góes, 1995)

Figure II.8 – Geotectonic units of the Parnaíba Province (modified from Góes, 1995)

plataformais dominados por tempestades. O Grupo Canindé é encerrado pela Formação Poti para a qual Góes *et al.* (1997) interpretaram os ambientes de deposição como *shoreface*/submaré inferior e superior, canal flúvio-estuarino e planície de maré, sob condições climáticas de aridez, conforme evidenciado por *tepees* e concreções do tipo “rosa do deserto”.

As formações Piauí, Pedra-de-Fogo, Motuca e Sambaíba compõem o Grupo Balsas, que representa a Superseqüência Carbonífero-Triássica da Bacia do Parnaíba. A Formação Piauí, examinada a nordeste da cidade de Floriano (PI), consiste-se de depósitos de dunas eólicas, de interdunas e planícies de deflação. A Formação Pedra de Fogo apresenta duas seqüências de arenitos: os arenitos inferiores correspondem a dunas; os superiores a um ambiente litorâneo com presença localizada de biostromas com estromatólitos hemisféricos. Estes, por sua vez, são superpostos por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e alternâncias de folhelho e arenito,

depositados em planície de maré. A Formação Motuca consiste-se de folhelhos vermelhos com níveis de siltito, localmente com estromatólitos dômicos, representando deposição em ambiente lacustre ou lagunar. Finalmente, a Formação Sambaíba consiste-se de arenito fino, caolínico, com granulometria bimodal, interpretado como eólico.

A estruturação do sítio deposicional desta bacia entre o Paleozóico Inferior e o Permo-Triássico é mostrada nas Figs. II.10a e II.10b.

Bacia das Alpercatas

Esta bacia, foi denominada por Góes (1995) de anfíclise, “uma bacia intracratônica assoreada com rochas sedimentares e massas de derrames, tufos e outros materiais vulcânicos, trazidos à superfície através de falhas e formando pilhas”

**Província Sedimentar do Meio Norte
Evolução Tectônica**





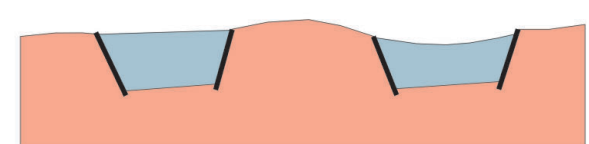
| Idade | Tipo de Bacia | | | |
|----------------------------|---------------|----|--|--|
| | | | | |
| Cretáceo | IS | MS |  |  |
| | | | Arco Ferrer/ Urbano Santos | |
| Jurássico - Cretáceo | IF | |  | |
| Siluriano - Triássico | IS | |  | |
| Cambriano - Ordoviciano | IF | |  | |

Figura II.9 – Evolução tectônica da Província Sedimentar do Meio Norte, de acordo com a classificação global de bacias de Kingston et al. 1983

Figure II.9 – Tectonic evolution of the Meio Norte Sedimentary Province, according to Kingston et al. 1983 global basin classification

(Ferreira, 1980). Anfíclese é uma terminologia russa muito pouco usada, adotada pelo autor devido ao alçamento das suas bordas e ao seu preenchimento vulcano-sedimentar. Posteriormente o autor abandonou este nome, substituindo-o por Bacia das Alpercatas (A.M. Góes, com. escrita, 2002). O seu nome é baseado na expressão geomorfológica da serra das Alpercatas, situada na região centro-sudeste do estado do Maranhão.

Sua área é de 70.000 km² e é formada por sistema de riftes de direções ENE–WSW e NNE–SSW (Fig. II.10c), preenchidos pela superseqüência jurássica, composta pelas Formações Pastos Bons e Corda (Grupo Mearim) balizadas na base e no topo, respectivamente, pelas formações Mosquito (Jurássico) e Sardinha (Cretáceo Inferior) de natureza ígnea.

A Formação Mosquito é composta por basalto preto, amigdaloidal, tholeiítico que eventualmente possui intercalações

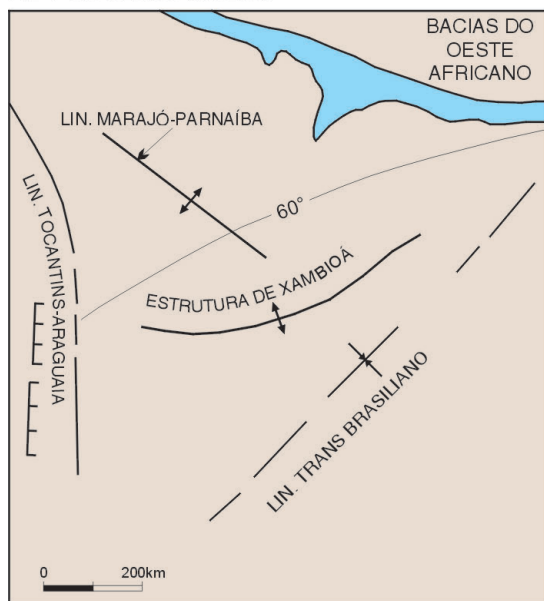
de arenito, correlacionável com o Magmatismo Penatecaua, da Bacia do Amazonas (Góes e Feijó, 1994). Os diques associados foram datados por Ar-Ar em 198 Ma (Marzoli et al. 1999).

A Formação Pastos Bons aflora a norte da cidade de Floriano (PI) como seqüência granocrescente de folhelhos e arenitos interpretados como depósitos de ambiente fluvial e eólico.

A Formação Corda consiste-se de arenitos avermelhados com granulometria bimodal, em seqüências separadas por superfícies limitantes onde há deposição de argila. O seu ambiente de sedimentação é interpretado como desértico.

A Formação Sardinha, que recobre a Formação Corda, consiste-se de basaltos pretos amigdaloidais, de ocorrência restrita às regiões de Barra do Corda (MA) e Lizarda (PI). São correlacionáveis aos basaltos da Formação Serra Geral (Góes e Feijó, 1994), da bacia homônima.

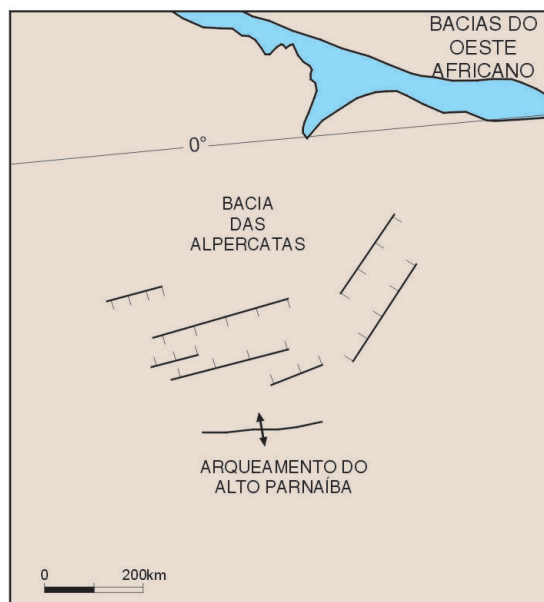
A. Paleozóico Inferior



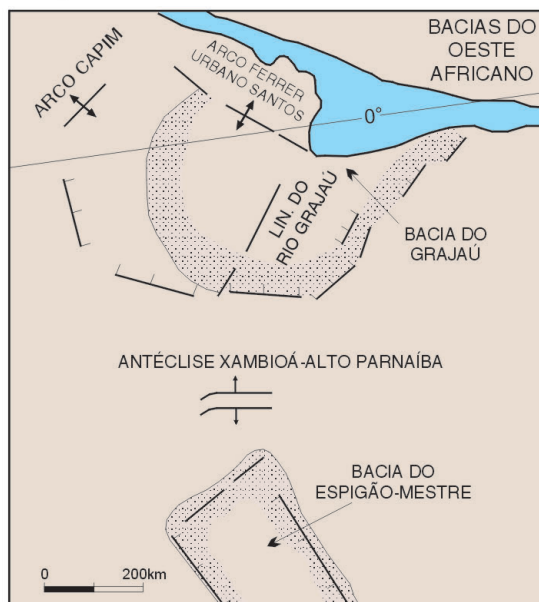
B. Permo-Triássico



C. Jurássico-Neocomiano



D. Aptiano-Albiano



- ALTO ESTRUTURAL
- FALHAS NORMAIS INFERIDAS
- PALEOLATITUDE
- ABRANGÊNCIA DA SEDIMENTAÇÃO
- LINEAMENTO

Figura II.10 – Mapas paleotectônicos da Província Parnaíba entre o Paleozóico Inferior e o Aptiano-Albiano (modificado de Góes, 1995)

Figure II.10 – Paleotectonic maps of the Parnaíba Province between the Lower Paleozoic and the Aptian-Albian (modified from Góes, 1995)

Bacia do Grajaú

Esta bacia está localizada a norte da Bacia das Alpercatas, separada da Bacia de São Luís pelo Arco Ferrer–Urbano Santos, o qual não exerce influência alguma sobre a continuidade da sedimentação entre as duas bacias (Góes e Rossetti, 2001). A Bacia do Grajaú é preenchida pela Superseqüência Cretácea, que compreende as formações Codó, Grajaú e o Grupo Itapecuru (Unidade Indiferenciada, formações Alcântara e Cujupe; Rossetti e Truckenbrodt, 1997). Não obstante a elevação da categoria de Itapecuru (de formação para grupo), nos mapeamentos geológicos até agora executados ao longo de sua área de exposição, tem-lhe sido sempre atribuída a hierarquia de formação. Rossetti (2001a) o subdividiu em três seqüências de ordem maior (?) abrangendo sistemas deposicionais continentais e transicionais.

A Formação Codó consiste-se de folhelhos, calcários e evaporitos, em sucessões raseantes para cima (Paz e Rossetti, 2001) e está em contato interdigitado e em *onlap* com a Formação Grajaú de ambiente costeiro. Próximo ao contato entre as formações Corda e Grajaú, ocorrem, nesta última, tapetes algais, indicando o seu ambiente costeiro.

No Grupo (Formação) Itapecuru as litologias predominantes são arenitos em camadas métricas ou em corpos lenticulares e camadas de pelitos (folhelhos), sendo o seu ambiente deposicional relacionado a deltas, marés e tempestades; deformações sinsedimentares devidas a sismos (Rossetti, 2001b) são encontradas nessas rochas. A reconstituição paleotectônica da Bacia do Grajaú é mostrada na Fig. II.10d.

Bacia do Espigão-Mestre

Esta bacia é preenchida por arenitos de origem eólica, discordante sobre a Bacia do Parnaíba. Corresponde à extremidade norte da Sub-bacia Urucuia, domínio setentrional da Bacia Sanfranciscana. As duas bacias são separadas entre si pelo Alto do São Francisco.

Província Paraná (Província Sedimentar Meridional)

A complementação do nome da Província Paraná (Fig. II.11) com a designação Província Sedimentar Meridional tem, como objetivo principal, enfatizar o estudo das bacias que a compõem, cada qual com seu processo tectônico de formação distinto.

Esta província, com cerca de 1.050.000 km² apenas em território brasileiro – uma vez que ela se estende para os territórios da Argentina, Paraguai e Uruguai (Milani e Thomaz

Filho, 2000) –, compreende três áreas de sedimentação independentes, separadas por profundas discordâncias: Bacia do Paraná propriamente dita, uma área de sedimentação que primitivamente se abria para o oceano Panthalassa a oeste (Milani e Ramos, 1998); a Bacia Serra Geral, compreendendo os arenitos eólicos da Formação Botucatu e os derrames basálticos da Formação Serra Geral; e a Bacia Bauru, uma bacia intracratônica (Fig. II.12).

O substrato da província compreende blocos cratônicos e maciços alongados na direção NE–SW (Rio Apa, Rio Aporé, Triângulo Mineiro, Rio Paranapanema, Guaxupé, Joinville e Pelotas), separados por faixas móveis brasilianas: de norte para sul, Paraguai–Araguaia, Rio Paraná, Apiaí e Tijucas (Milani e Ramos, 1998).

Bacia do Paraná

Na Bacia do Paraná propriamente dita (Figs. II.11, II.12), do tipo MSIS (Kingston *et al.* 1983), são determinados quatro ciclos de subsidência, correspondentes às superseqüências: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I e Gondwana II (Milani, 1997); a fase rifte corresponde à Superseqüência Rio Ivaí (Teixeira, 2001) e a fase sinéclise às demais superseqüências.

A Superseqüência Rio Ivaí (Ordoviciano–Siluriano) é ciclo transgressivo, compreendendo as formações Alto Garças, constituída por arenitos depositados em ambiente fluvial, transicional e costeiro; Iapó, composta por diamictitos de origem glacial conformando limite de seqüência de terceira ordem interno a esta superseqüência; e Vila Maria, constituída por folhelhos, hospedando a superfície de inundação máxima (Milani, 1997).

A superseqüência que se segue, Paraná (Devoniano), constitui ciclo transgressivo-regressivo e é composta pela Formação Furnas, de deposição em ambiente fluvial e transicional (arenitos e conglomerados, com abundantes icnofósseis) e pela Formação Ponta Grossa, constituída principalmente por folhelhos e dividida em três membros, dos quais o mais inferior, marinho, corresponde à superfície de inundação máxima do Devoniano.

A superseqüência subseqüente, Gondwana I, Carbonífera–Eotriássica, compreende as diversas formações componentes dos Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois. De acordo com a interpretação de Milani (1997), a superseqüência compreende uma parte basal transgressiva, correspondente ao Grupo Itararé e ao Grupo Guatá. O primeiro, composto pelas formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana, é constituído por depósitos sedimentares de origem glácio-marinha. O Grupo Guatá é formado por rochas de ambiente deltaico, marinho e litorâneo da Formação Rio Bonito e marinhos da Formação Palermo, com a superfície de inundação máxima na sua parte intermediária. A parte superior, regressiva, está registrada

Província Paraná

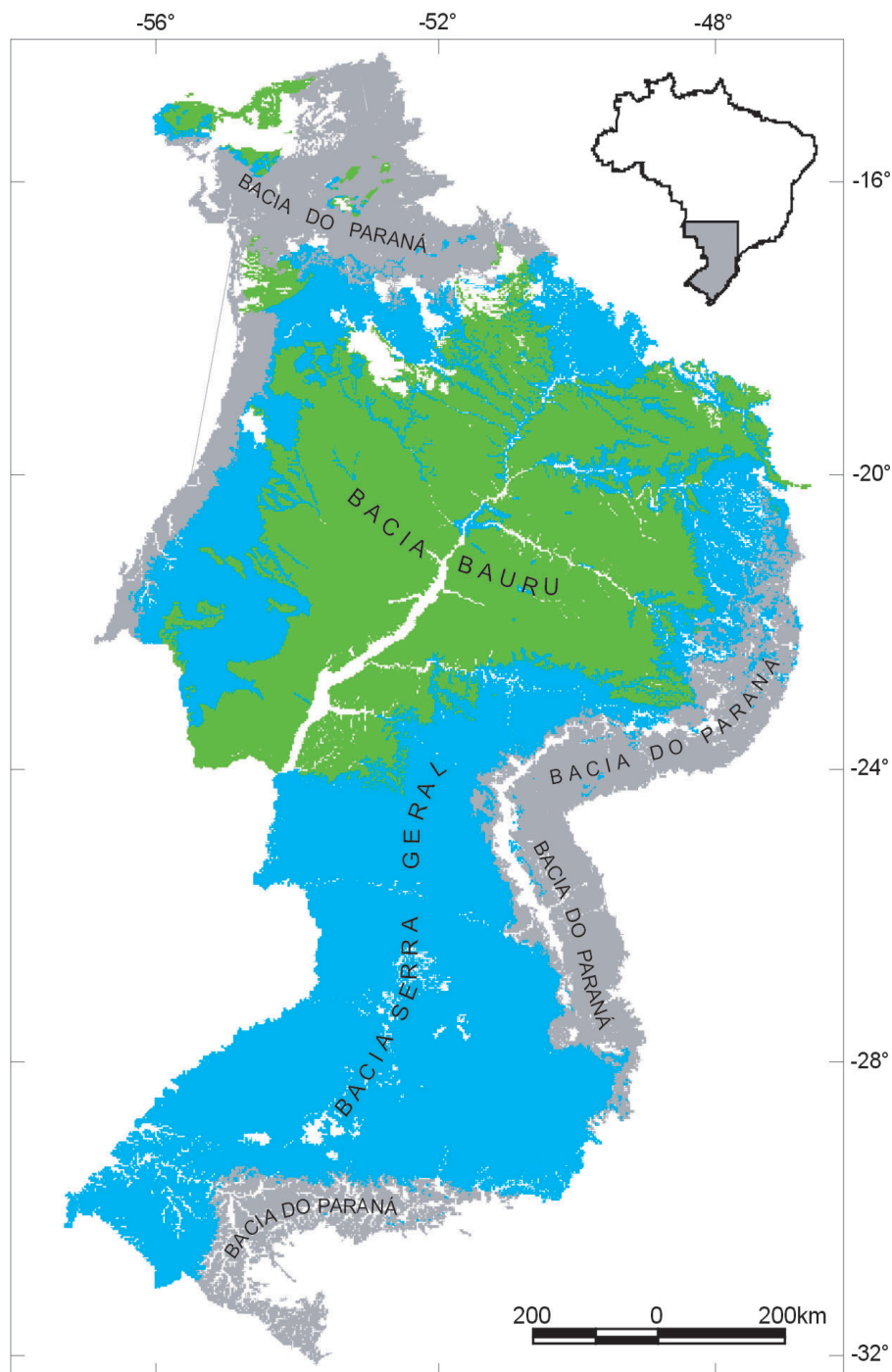


Figura II.11 – Esboço geológico da Província Paraná

Figure II.11 – Geologic sketch of the Paraná Province

nas rochas marinhas e transicionais do Grupo Passa Dois (Formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rasto), registrando, ao seu final, o início da instalação de clima desértico na bacia.

A Superseqüência Gondwana II (Triássico Médio a Superior), que encerra a sedimentação na Bacia do Paraná, ocorre apenas

no estado do Rio Grande do Sul e no norte do Uruguai. Composta pelas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, inclui as formações Sanga do Cabral, Santa Maria, Caturrita e Guará. Caracteriza-se por arenitos e pelitos avermelhados, oriundos de depósitos fluviais e lacustres e possui abundante fauna de répteis e mamíferos (Milani, 1997).

Bacia Serra Geral

Esta bacia (Figs. II.11, II.12), designada em referência à Serra Geral do Planalto Meridional Brasileiro (estado de Santa Catarina), corresponde à Superseqüência Gondwana III (Milani, 1997), que compreende as formações Botucatu e Serra Geral, reunidas no Grupo São Bento.

No caso da Bacia Serra Geral, com a abertura do Oceano Atlântico Sul, as antéclises limitantes da Província Sedimentar Meridional (Asunción a oeste, Alto Xingu a NNW, Paranaíba a NE, Ponta Grossa a SE e Rio Grande a Sul) foram reativadas e transformadas nos arcos homônimos. Com o rebaixamento do fundo da bacia, houve a formação de ampla depressão

topográfica, onde se depositaram arenitos de granulação fina a média, os quais, de acordo com Scherer (2002), podem ser separados em duas unidades genéticas: uma inferior, com espessura máxima de 100 m, correspondente à Formação Botucatu e discordante sobre a Bacia do Paraná, que inicia por depósitos de rios efêmeros e lençóis de areia, seguidos por arenitos eólicos; e outra superior, consistindo de lentes de arenitos eólicos, intercaladas nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

A Formação Serra Geral consiste-se de derrames basálticos continentais (*Continental Flood Basalts*), que formam uma das grandes províncias ígneas do mundo (Saunders *et al.* 1992). Compreende sucessão de derrames com cerca de 1.500 m de

Província Sedimentar Meridional Evolução Tectônica






| Idade | Tipo de Bacia | |
|-----------------------|---------------|---|
| Meso-neo-Cretáceo | IS | Bacia Bauru  |
| Jurássico/Eo-Cretáceo | IF | Bacia Serra Geral  |
| Carbonífero/Permiano | M S I S | Bacia do Paraná  |
| Devoniano | | Orogenia Eo-Herciniana  |
| Ordoviciano/Siluriano | IF | Rifte Central (sub-superfície)  |

Figura II.12 – Evolução tectônica da Província Sedimentar Meridional, de acordo com a classificação global de bacias de Kingston *et al.* 1983

Figure II.12 – Tectonic evolution of the Meridional Sedimentary Province, according to Kingston *et al.* 1983 global basin classification

espessura junto ao depocentro da bacia e recobre área de 1.200.000 km². O produto deste magmatismo está constituído por seqüência toleítica bimodal onde predominam basaltos a basalto andesitos (> 90% em volume), superpostos por riolitos e riocacitos (4% em volume). Com base em características químicas e isotópicas, é dividido como proveniente de dois reservatórios magmáticos distintos: alto e baixo TiO₂, compreendendo oito subtipos com características químicas e reológicas distintas (Peate *et al.* 1992). Datações radiométricas Ar-Ar balizam seu início em 137,4 Ma e seu encerramento em torno de 128,7 Ma (Turner *et al.* 1994).

Bacia Bauru

A Bacia Bauru, assim designada por Fernandes e Coimbra (1998) possui 370.000 km² (Figs. II.11, II.12), é do tipo IS, inteiramente contida na seqüência neocretácea (Épsilon, de Soares *et al.* 1974) da “Bacia do Paraná” (Milani, 1997). O seu substrato é composto pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral; os 300 m de espessura máxima das suas rochas sedimentares compõem duas unidades cronocorrelatas: Grupo Caiuá e Grupo Bauru (Fernandes e Coimbra, 1998; 2000).

O Grupo Caiuá compreende as formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio, compostas por arenitos finos a muito finos, interpretados por Fernandes e Coimbra (2000) como lençóis de areia, *wadis* e dunas. As Formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília compõem o Grupo Bauru, com maior variabilidade das litologias, tais como conglomerados, argilitos e siltitos, interpretados pelos mesmos autores como sistemas de leques aluviais, fluviais e pântanos.

A parte superior da Formação Vale do Rio do Peixe possui intercalações de rochas ígneas alcalinas (*pipes* e derrames) extrusivas de natureza alcalina, com espessura máxima de 15 m, denominadas de Analcimitos Taiúva (Fernandes e Coimbra, 2000).

Estes autores atribuem, à Bacia Bauru, duas fases de deposição: a primeira fase compreende um trato de sistema desértico, com formação do Pantanal Araçatuba (Formação Araçatuba; siltitos); a segunda, um trato de sistema flúvio-eólico, proveniente do nordeste.

Bacias Interiores do Escudo Atlântico

As bacias descritas a seguir estão situadas nas províncias Borborema, São Francisco, Mantiqueira e Tocantins, fora das grandes províncias sedimentares (Amazônia, Parnaíba e Paraná).

Bacias Sedimentares Paleozóicas

As bacias sedimentares paleozóicas existentes no interior do Escudo Atlântico preservam rochas sedimentares e vulcânicas associadas, pertencentes às seqüências de transição e estabilização de Soares *et al.* (1974, 1978; Fig. II.4), Alfa, Beta, Gama e Delta. Essas bacias podem ser classificadas como riftes, bacias de antepaís/*piggy-back* e sinéclises e, em geral, estão situadas sob ou adjacentes às Províncias Sedimentares Meio Norte e Meridional, nas Províncias Borborema e Mantiqueira, respectivamente. Na Província São Francisco, estão associadas ao Aulacógeno Recôncavo–Tucano–Jatobá.

As principais bacias da Província Borborema são riftes alongados no sentido NE–SW que afloram no estado do Ceará e continuam na direção sudoeste por baixo da Bacia do Parnaíba e bacias de antepaís e *piggy-back*, relacionadas com a Faixa Sergipana (Brito Neves, 1998). As bacias das partes norte e oeste da província (Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião, São Raimundo Nonato, Correntes e Iara) têm suas evoluções durante as etapas tectônicas de formação e modificação condicionadas a zonas de cisalhamento muito longas (Brito Neves, 1998).

De acordo com Brito Neves, o seu preenchimento sedimentar, de idade cambro-ordoviciano e pertencente à seqüência Alfa, de Soares *et al.* (1974, 1978), consiste-se de arenitos imaturos, arcóseos, siltitos e folhelhos e, localmente, grauvas e conglomerados. Essas rochas sedimentares podem ou não estar associadas a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e intrudidas por granitos diversos. As rochas cambrianas constituem a Formação Iara; as ordovicianas, as formações Massapê, Mealancia, Cococi, Parapuí (rochas vulcânicas) e Aprazível.

Pertencentes à mesma seqüência Alfa, são as formações Juá (Brito Neves, 1998) e Palmares. Esta última, de acordo com o Mapa Geológico do Estado de Sergipe, é neoproterozóica, o que não modifica o conceito: de acordo com Almeida *et al.* (2000), o estágio transicional, durante o qual se depositou a seqüência Alfa, inicia-se ainda no Neoproterozóico III.

A Formação Juá, depositada em sistema de antigos grábens (intrafossas, bacias *piggy-back*?), apresenta uma fácies proximal de fluxos de detritos e uma distal de depósitos de rios entrelaçados (Menezes Filho *et al.* 1988).

A Formação Palmares foi depositada em uma Bacia de Antepaís periférica, relacionada com a Faixa Sergipana (Pedreira, 1995). Os conglomerados e brechas da sua base foram interpretados como fandeltas por Saes (1985). Parte dos arenitos inferiores da formação também pode ser interpretada como componente deste sistema. Os seus setores intermediários e superiores foram depositados por processos fluviais e sofreram retrabalhamento eólico. As paleocorrentes medidas nesta formação mostram dispersão nas direções ESSE e WNW, podendo ser comparadas com os tipos de dispersão

mostrados por Ricci-Lucchi (1985) para as Bacias de Antepaís dos Apeninos Setentrionais.

Na parte norte da Província São Francisco, há rochas depositadas entre o Siluriano e o Permiano (seqüências Beta, Gama e Delta, de Soares *et al.* 1974, 1978; Fig. II.4). Estas rochas estão agrupadas nas formações Tacaratu (Siluro-Devoniano), Inajá (Devoniano), Curitiba (Carbonífero), Santa Brígida (Permiano) e Afligidos (Permiano), depositadas em ambiente fluvial (formações Tacaratu e Inajá), glacial (Formação Curitiba) desértico e marinho (Formação Santa Brígida e marinho restrito e lacustre na Formação Afligidos). Essas rochas pertencem à fase sinéclise da evolução tectônica da Bacia Tucano Norte/Jatobá (Caixeta *et al.* 1994).

As principais bacias cambro-ordovicianas da Província Mantiqueira são as de Castro, Guaratubinha, Camarinha, Campo Alegre, Itajaí e Camaquã. O seu preenchimento vulcanossedimentar, portanto, pertence à seqüência Alfa de Soares *et al.* (1974).

A Bacia de Castro, situada a noroeste de Curitiba, é classificada como bacia transtensional (Bonacim *et al.* 1994), sendo, portanto, do tipo LL e está parcialmente coberta pela Bacia do Paraná. O Grupo Castro que a preenche consiste-se de três associações litológicas (Moro *et al.* 1994): a Associação Tronco, basal, é iniciada por derrames andesíticos, seguidos por conglomerados e arenitos conglomeráticos; a Associação Piraí do Sul compreende arenitos arcoseanos e lamitos, tanto lacustres como de planícies aluviais; a associação mais superior, Tirania, começa por brechas piroclásticas, que passam lateralmente para lamitos lacustres e verticalmente para tufos, ignimbritos e riolitos, encerrando-se por conglomerados e arenitos conglomeráticos.

A Bacia Guaratubinha do tipo rifte (Fuck *et al.* 1967) está preenchida pela formação homônima, que se consiste de cinco associações litológicas (Castro *et al.* 1993): 1) Seqüência clástica grossa (conglomerados polimíticos sustentados pelos clastos); 2) Seqüência vulcânica ácida (riolitos e álcali-riolitos); 3) Seqüência vulcanoclástica ácida (lápili-tufos, aglomerados, ignimbritos e tufos de cinza); 4) Seqüência vulcânica intermediária (andesitos e rioclitos subordinados); e 5) Seqüência vulcanoclástica superior (tufos de cristal, cinza e lapili).

A Formação Camarinha aflora imediatamente a leste da Bacia do Paraná, estando parcialmente coberta por ela. A Formação compreende arenitos grossos a finos, siltitos e argilitos/folhelhos; está cortada por dique de diabásio mesozóico (Góis, 1990) e presentemente está preservada em uma bacia *strike-slip* relacionada à Falha Lancinha (Moro, 2000).

A Bacia Campo Alegre está situada no extremo nordeste do Estado de Santa Catarina. O seu preenchimento vulcanossedimentar compreende conglomerados, arcóseos, siltitos e raros argilitos, bem como derrames basálticos, andesíticos, dacitos, tufos, diques de riolito, dacitos, ignimbritos, quartzo-traquito e cinzas vulcânicas. A sua

nomenclatura estratigráfica foi estabelecida por Ebert (1971).

Recentemente, Citroni (1998) propôs o enquadramento dessas rochas em dois grupos (Bateias, inferior, e Campo Alegre, superior), o primeiro englobando quatro formações e o segundo cinco, em uma bacia gerada por esforços distensivos relacionados à falhas de alto ângulo de direção NNW-SSE (Petersohn, 2002), configurando, portanto, um rifte.

A Bacia de Itajaí foi descrita como uma antefossa molássica por Basei (1985) que reconheceu as falhas inversas do seu limite meridional e dividiu o seu preenchimento sedimentar (Grupo Itajaí) em duas unidades: uma arenítica basal e uma siltítica de topo (Moro, 2000). Rostirolla (1991) caracterizou-a como de origem flexural, ligada geneticamente aos cavalgamentos do Grupo Brusque sobre o Maciço de Joinville, configurando uma bacia antepaís periférica, isto é, do lado oposto da zona de subducção. O preenchimento sedimentar da Bacia de Itajaí consiste-se de conglomerados, tanto sustentados pelos clastos, como pela matriz, arenitos e folhelhos, que formam associações turbidíticas de escorregamento bacial, transicional (leques deltaicos) e continentais. Essas associações foram descritas por Citroni (1993). A idade da bacia foi determinada pela descrição de traços fósseis de *Chancelloria sp.* em suas rochas sedimentares, por Paim *et al.* (1997). Estes autores lhe atribuíram idade de 540 Ma, correspondente ao limite entre o Cambriano e Neoproterozóico III. Idades mais antigas, entretanto, foram determinadas pelo método U-Pb para o magmatismo associado (Riolito Apiúna, 567 ± 14 Ma) (Basei *et al.* 1999).

A Bacia de Camaquã, situada no estado do Rio Grande do Sul, compreende três sub-bacias – Camaquã Ocidental, Central e Oriental –, separadas pelos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Esmeraldas. Todas são preenchidas pelo Grupo Camaquã, que possui 6.000 m de espessura (Fambrini *et al.* 2002), o qual está dividido da base para o topo na Formação Maricá, cuja base é composta de clásticos continentais de planície aluvial e cujo topo, de sucessivas invasões marinhas; Subgrupo Crespos, de natureza vulcanossedimentar; e, no topo, a Formação Santa Bárbara, de ambientes transicional e marinho (Fambrini *et al.* 2002; Pelosi e Fragoso-César, 2002). A idade do Grupo Camaquã (600–470 Ma; Dardenne e Schobbenhaus, 2001) coloca-o entre o Neoproterozóico III e o Ordoviciano, que corresponde à seqüência cratônica Alfa, transicional. A sua sedimentação, de acordo com Pelosi e Fragoso-César (2002), é independente do Ciclo Brasileiro, de modo que o grupo ocorre tanto sobre os complexos de subducção neoproterozóicos do Terreno Rio Vacacaí quanto sobre os granulitos paleoproterozóicos do Cráton Rio de La Plata (Pelosi e Fragoso-César, 2002). De acordo com reavaliação recente (Fragoso-César *et al.* 2002), o Grupo Camaquã foi depositado como cobertura anorogênica dentro de sistema de riftes intracontinentais com movimentação transcorrente ausente ou muito limitada, sob condições predominantes, marinhas e costeiras.

Outras bacias da transição Neoproterozóico III–Cambriano existentes na Província Mantiqueira, de acordo com Moro (2000), são: 1) Eleutério e Pouso Alegre no nordeste do estado de São Paulo; 2) Pico de Itapeva, no mesmo estado; 3) Ervalzinho, no estado do Paraná; 4) Corupá, no estado de Santa Catarina, associada à Bacia de Campo Alegre; e 6) Guaritas, no estado do Rio Grande do Sul.

Na Província Tocantins, o conglomerado Rio das Barreiras, de idade cambro-ordoviciano (Guerreiro e Silva, 1976) aflorante no estado de Goiás, pertence à seqüência Alfa, de Soares *et al.* (1974; 1978). Hasui *et al.* (1977) consideraram-no como formação relacionada à fase final do Ciclo Brasileiro.

A Formação Água Bonita, de idade siluro-devoniana, também aflora na Província Tocantins, a noroeste do estado de Goiás. Ela consiste-se de conglomerados que em direção ao topo transicionam para arenitos micáceos médios a grossos, imaturos e localmente conglomeráticos (Lacerda Filho *et al.* 1999). De acordo com esses autores, o local onde ela aflora denomina-se “Gráben de Água Bonita”.

Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá

Estas bacias estão situadas na região leste do Brasil (Fig. II.1), principalmente nos estados Bahia, Sergipe e Pernambuco, e são formadas por sistema de grábens de direção N–S (Recôncavo–Tucano), que muda abruptamente de direção para E–W, constituindo a Bacia de Jatobá. O sistema compreende essas três bacias, separadas por altos/arcs do embasamento: a Bacia do Recôncavo é limitada a norte pelo Alto de Aporá e seguida pela de Tucano, que é separada da de Jatobá pelo Alto do São Francisco.

O embasamento das bacias é formado por rochas arqueanas a paleoproterozóicas de Serrinha e do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru, por rochas paleoproterozóicas da Faixa Salvador–Curaçá e neoproterozóicas da Faixa Sergipana (Delgado e Pedreira, 1995).

A Bacia do Recôncavo consiste-se de estrutura única formando meio gráben de direção NNE–SSW, com a borda falhada a sudeste e a flexural a oeste. O seu arcabouço tectônico consiste-se de falhas sintéticas e antitéticas paralelas à falha principal (Falha de Salvador, na borda SE) e zonas de transferência NW–SE que acomodam o deslocamento lateral entre blocos crustais (Aragão, 1993).

O seu preenchimento sedimentar, que atinge a espessura de 7.000 m no depocentro da bacia, compreende uma fase Sinéclise paleozóica (Formação Afligidos; Superseqüência Carbonífero-Permiana), seguida por uma fase Pré-rifte. Nesta fase, que representa o estiramento inicial da crosta, depositaram-se sedimentos continentais das formações Aliança, Sergi, Itaparica e Água Grande (flúvio-lacustres e eólicas; Magnavita *et al.* 1998) da Superseqüência Jurássica.

Na fase Rifte, a Bacia do Recôncavo foi preenchida por dois sistemas progradacionais principais (Magnavita *et al.* 1998): o primeiro, longitudinal a oblíquo, flúvio-deltaico passando a lacustre, representado pelas formações Candeias, Maracangalha, pelo Grupo Ilhas e pela Formação São Sebastião; o segundo sistema consiste-se de fan-deltas derivados da borda falhada, com conglomerados proximais (Formação Salvador) e turbiditos mediais a distais. Na fase Pós-rifte, houve deposição da Formação Marizal, com espessura de 50 m.

A Bacia de Tucano é a continuação da Bacia do Recôncavo para norte, além do Alto de Aporá. Está dividida nas sub-bacias Tucano Sul, Central e Norte, por zonas de transferência. O embasamento das bacias de Tucano Central e Norte mergulha para SE e o preenchimento sedimentar da Bacia de Tucano Central atinge mais de 12.000 m de espessura.

A Bacia de Jatobá, no estado de Pernambuco, tem direção geral E–W e está limitada a norte pelo Lineamento Pernambuco (Gomes, 2001); a sua subsidência foi controlada pela falha de Ibimirim, que faz parte do mesmo sistema.

A sedimentação nas sub-bacias de Tucano Sul e Central assemelha-se à da Bacia do Recôncavo; já a das bacias de Tucano Norte e Jatobá é distinta dessas. De sul para norte, enquanto a sedimentação argilosa predominante na Bacia do Recôncavo (Formações Candeias, Maracangalha) diminui de espessura, chegando a desaparecer, passa a predominar a sedimentação arenosa do Grupo Maçacará (Formação Marizal) cuja espessura aumenta, atingindo até 500 m (Ghignone, 1979; Magnavita *et al.* 1998).

Nas Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, também existe influência de estruturas compressivas (Aragão *et al.* 1999).

Bacia do Araripe

A Bacia do Araripe é intracratônica (Moraes e Figueiroa, 1998), depositada sobre riftes de direção NE–SW, o que lhe dá configuração *steerhead* (Brito Neves, inf. verbal, 2002). Isto permite classificá-la como do tipo Fratura Interior/Depressão Interior (IF/IS). A Bacia do Araripe está dividida em duas sub-bacias – a leste e a oeste – e, segundo Castro (1999), possui três depocentros.

Seu preenchimento abrange três seqüências cratônicas: Gama, Delta A e Épsilon, de Soares *et al.* (1974; 1978). As seqüências Gama e Delta A correspondem às fases Pré-rifte e Rifte; a Seqüência Épsilon corresponde à fase Pós-rifte.

Na fase Pré-rifte (IS), depositaram-se as Formações Mauriti (Siluro-Devoniana), composta por conglomerados e arenitos conglomeráticos, componentes de leques aluviais (Mabesoone, 1994); Brejo Santo (Jurássico) com folhelhos, argilitos e siltitos de origem lacustre; e Missão Velha, também Jurássica, que se consiste de depósitos de rios meandantes (Mabesoone, 1994).

A fase Rife (IF) é representada pela Formação Abaiara, ainda de idade jurássica, composta por depósitos de sistemas flúvio-lacustres, sintectônicos (Gomes, 2001).

Finalmente, na fase Pós-rife (IS) foram depositadas as Formações aptiano-albianas Rio da Batateira, composta por arenitos conglomeráticos, granodrecrescentes para arenitos, siltitos e folhelhos (Gomes, 2001), Santana, composta por folhelhos, calcários, argilas, margas e evaporitos de ambiente marinho restrito, e Arajara, composta por sedimentos terrígenos de granulação fina, de ambientes lagunar e litorâneo (Gomes, 2001). Cabe mencionar o Membro Crato da Formação Santana, cujos fósseis foram recentemente descritos por Viana e Neumann (1999).

Discordante sobre essas unidades está a Formação Exu, composta por arenitos argilosos de depósitos de canal e argilitos de planície de inundação, interpretados como de rios meandrantes.

Bacias de Iguatu

Elas compreendem as sub-bacias Iguatu propriamente dita, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó (Fig. II.13), do tipo LL, que são preenchidas por sedimentos continentais pertencentes às seqüências Delta A e Épsilon. Estas seqüências são correlacionáveis às Superseqüências Jurássica e Cretácea da

Bacia das Alpercatas e da Bacia do Grajaú. A sua espessura máxima na Bacia de Iguatu é de 1.760 m (Castro, 1999).

Ghignone *et al.* (1986) mapearam essas rochas, reconhecendo nelas dois ciclos granodrecrescentes, formados pelas unidades K1/K2 e K3/K4: as unidades K1 e K3 compreendem arenitos imaturos, seixosos e siltitos, interpretados por eles como aluvionamento de leitos de rios, carga de fundo ou barras de meandros, ou seja, sistemas fluviais entrelaçados e meandrantes. As unidades K2 e K4 consistem-se de ritmitos constituídos por arenito e folhelho; na unidade K2, as camadas são mais delgadas e, adicionalmente, ocorrem folhelhos calcíferos e calcários. Essas duas unidades foram interpretadas como depósitos de planícies de inundação e de lagos.

Mabesoone e Campanha (1973, 1974) e Ponte *et al.* (1990) formalizaram a estratigrafia dessas bacias denominando o conjunto das rochas sedimentares do Grupo Iguatu e as unidades K1, K2 de formações Icó e Malhada Vermelha; as unidades K3 e K4 passaram a ser os membros Cascudo e Superior, da Formação Lima Campos.

Recentemente, Ponte Filho (1994) enquadrou essas rochas sedimentares no conceito de estratigrafia de seqüências para riftes interiores estabelecido por Silva (1993), propondo a aplicação desta abordagem nas Bacias de Iguatu, considerando a influência da tectônica e do clima. De acordo com Ponte Filho (1994), a equivalência entre as unidades litoestratigráficas e as aloestratigráficas das Bacias de Iguatu é a seguinte:

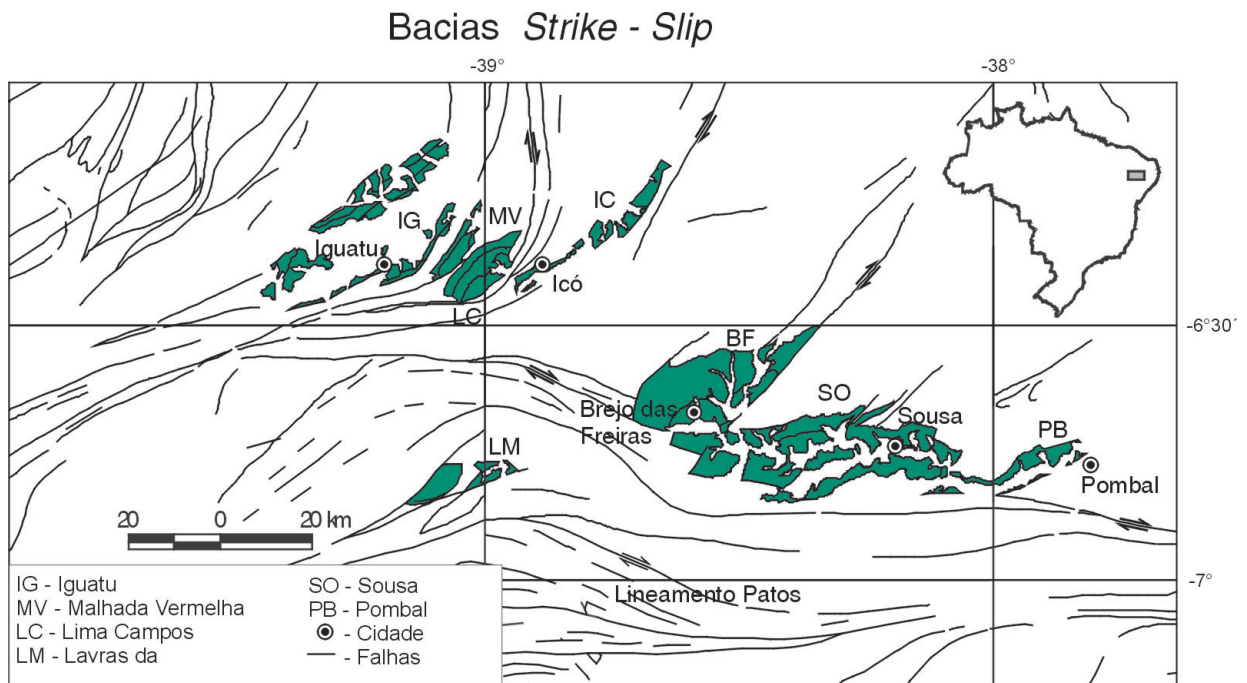


Figura II.13 – Situação das bacias de Iguatu e Rio do Peixe em relação às falhas transcorrentes do nordeste do Brasil (modificado de Castro, 1999)

Figure II.13 – Situation of Iguatu and Rio do Peixe basins, in relation to the strike-slip faults of northeast Brasil. (modified from Castro, 1999)

Grupo Iguatu = Tectonossequência Iguatu;
 Formações Icó e Malhada Vermelha = Intervalo tectono-deposicional 1;
 Formação Lima Campos = Intervalo tectono-deposicional 2.

Cada intervalo tectono-deposicional é dividido em sistemas deposicionais, de modo que as formações Icó e Malhada Vermelha consistem-se dos sistemas deposicionais 1 e 2 (respectivamente aluvial/fluvial e meandrante/lacustre) e os membros Cascudo e Superior da Formação Lima Campos em outros dois sistemas deposicionais (3 e 4), com interpretações similares.

Bacias do Rio do Peixe

Estas compreendem as sub-bacias Brejo das Freiras, Sousa e Pombal (Santos *et al.* 2001; Fig. II.13), do tipo LL. Nessas bacias Ghignone *et al.* (1986) estabeleceram a presença de três ciclos granodécrescentes de sedimentação: o ciclo mais inferior (K1) consiste-se de conglomerados com clastos do embasamento, granodécrescentes ou desorganizados e siltitos vermelhos, interpretados como cones de dejeção, leques aluviais e fluxos de detritos; o intermediário (K2) é formado por ritmitos compostos por arenitos finos, micáceos, folhelhos e siltitos marrons e roxos, folhelhos verdes e calcários, algas e *duricrusts*, que foram interpretados como leques aluviais distais, depositados sob condições palustres; o ciclo superior (K3) é composto por arenitos grossos, feldspáticos, intercalados com folhelhos os quais possuem intercaladas cunhas de arenito e conglomerado e foi interpretado como cunhas de clásticos resultantes do rejuvenescimento do relevo a sul da bacia.

Albuquerque (1970) formalizou esta estratigrafia, denominando as unidades K1, K2 e K3 de formações Antenor Navarro, Rio Piranhas e Sousa, reunidas no Grupo Rio do Peixe (Mabesoone e Campanha, 1973 e 1974). Uma característica importante dessas bacias são as pegadas de dinossauros (terópodes e ornitópodes), tanto isoladas como em pistas, além de icnofósseis (pistas e escavações de artrópodes e anelídeos), encontrados nas bacias de Brejo das Freiras e Sousa (Leonardi e Carvalho, 2000).

Bacia Sanfranciscana

A Bacia Sanfranciscana, com 150.000 km² de área, abrange partes dos estados do Tocantins, Bahia, Goiás e Minas Gerais. Devido a diferenças tectônicas, estratigráficas e ambientais, ela está dividida em dois domínios: Sub-bacia Urucuia, a norte, e Sub-bacia Abaeté, a sul; o Alto do Paranaíba a separa da Província Sedimentar Meridional (Campos e Dardenne, 1997).

A bacia – intracratônica do tipo Depressão Interior (IS) – está desenvolvida sobre rochas sedimentares neoproterozóicas clásticas e carbonáticas do Grupo Bambuí. As rochas vulcanossedimentares que preenchem a bacia estão reunidas em quatro Grupos e uma formação, separados por discordâncias: Grupos Santa Fé (Carbonífero-Permiano), Areado (Valanginiano a Albiano) e Urucuia-Mata da Corda (Cenomaniano a Maastrichtiano), interdigitados entre si, e a Formação Chapadão do Plio-Pleistoceno (Fig. II.14). Essas unidades correspondem às seqüências Delta, Épsilon e Zeta, de Soares *et al.* (1974).

O Grupo Santa Fé (Seqüência Delta) compreende as formações Floresta e Tabuleiro, compostas por diamictitos, folhelhos com clastos caídos e arenitos maciços com intercalações argilosas, correlacionáveis tanto à seqüência Gondwana I da Bacia do Paraná (ver adiante) como à Carbonífero-Triássica da Bacia do Parnaíba.

Profunda discordância, entre o Permiano e o Barremiano, separa o Grupo Santa Fé do Grupo Areado que, juntamente com os Grupos Mata da Corda/Urucuia, pertencem à Seqüência Épsilon, de Soares *et al.* (1974; 1978).

As Formações Abaeté (conglomerados), Quiricó (folhelhos) e Três Barras (arenitos) compõem o Grupo Areado que é separado dos grupos Mata da Corda/Urucuia, por outra discordância de menor abrangência, marcada pela efusão de derrames alcalinos (Sgarbi *et al.* 2001; Fig. II.14). Estes dois Grupos englobam as formações Posse e Serra das Araras (Urucuia) e Capacete e Patos (Mata da Corda).

As formações componentes do Grupo Urucuia foram depositadas essencialmente por sistemas eólicos; as do Grupo Mata da Corda consistem-se de rochas epiclásticas (Capacete), rochas alcalinas máficas e ultramáficas e rochas efusivas e piroclásticas, que predominam (Patos).

A Formação Chapadão (Seqüência Zeta) consiste-se de coberturas inconsolidadas, tais como sedimentos aluvionares, coluvionares e eluvionares.

A evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana, de acordo com Sgarbi *et al.* (2001), compreende cinco ciclos tectonossedimentares, separados por discordâncias, correspondentes aos grupos supracitados.

Depósitos cenozóicos

Esses depósitos compreendem os sedimentos depositados na Era Cenozóica, ou seja, mais novos que 65 Ma. Eles consistem-se tanto de bacias sedimentares quanto de coberturas diversas, muitas vezes com denominações litoestratigráficas, porém sem configurar verdadeira bacia, sob os pontos de vista de extensão superficial e espessura. As principais bacias e coberturas cenozóicas do Brasil são descritas nos itens seguintes.

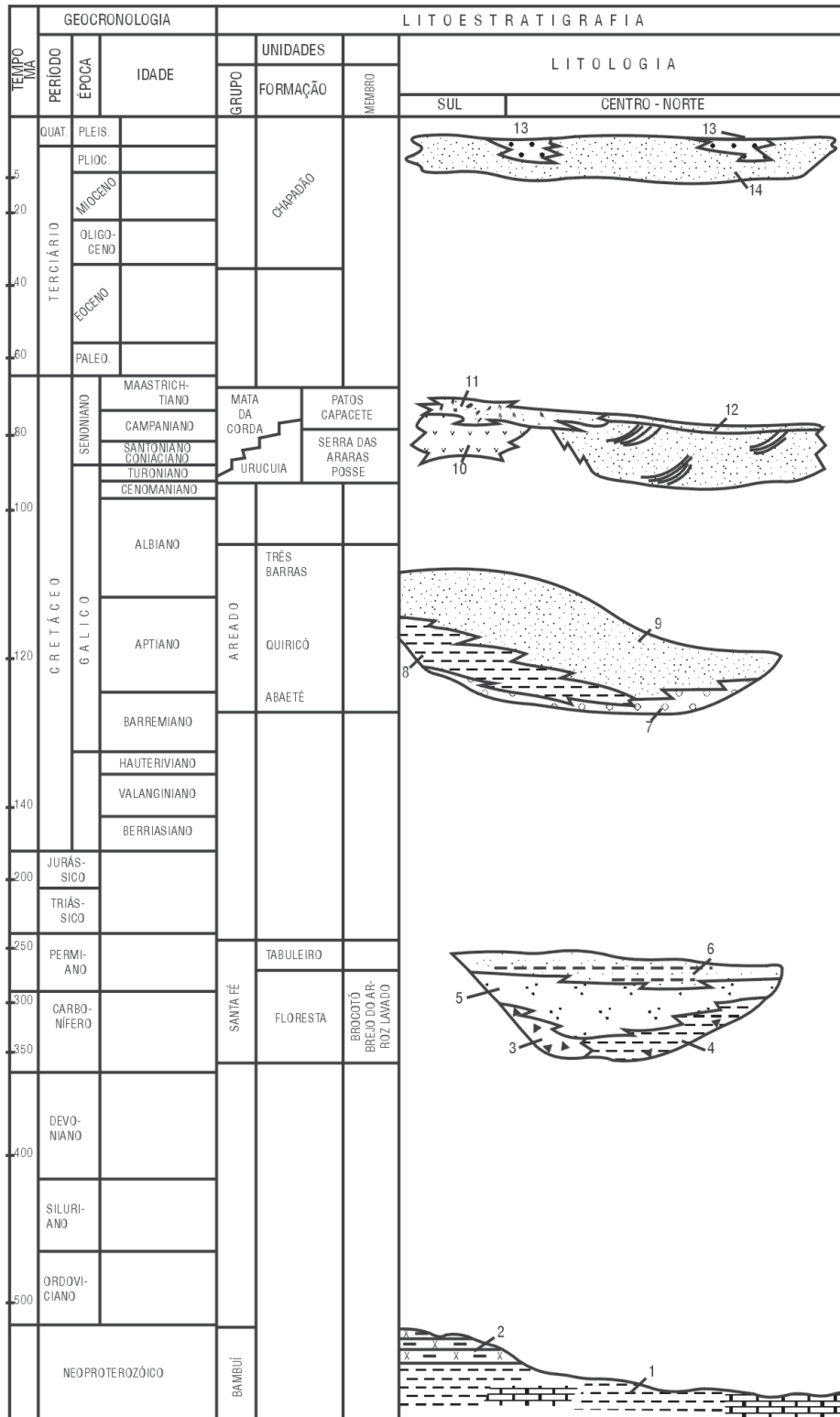


Figura II.14 – Estratigrafia da Bacia Sanfranciscana. Principais litótipos: 1 – seqüência pelito-carbonática; 2 – arcóseos e siltitos; 3 – diamictitos, tilitos e tilóides; 4 – folhelhos com clastos caídos; 5 – arenitos heterogêneos; 6 – arenitos maciços calcíferos com intercalações argilosas; 7 – conglomerados e arenitos; 8 – folhelhos; 9 – arenitos; 10 – lavas e piroclásticas alcalinas; 11 – arenitos vulcânicos; 12 – arenitos eólicos; 13 – conglomerados de terraços e 14 – areias (segundo Sgarbi et al. 2001)

Figure II.14 – Stratigraphy of the Sanfranciscana. Major lithotypes: 1 – pelite-carbonatic sequence; 2 – arkoses and siltstones; 3 – diamictites, tillites and tilloids; 4 – shales with dropstones; 5 – heterogeneous sandstones; 6 – massive limy sandstones with clayey intercalations; 7 – conglomerates and sandstones; 8 – shales; 9 – sandstones; 10 – alkaline pyroclastics and lavas; 11 – volcanic sandstones; 12 – eolian sandstones; 13 – terrace conglomerates and 14 – sands (after Sgarbi et al. 2001)

Amazônia (Províncias Amazonas Norte e Sul)

No sudoeste da Amazônia, na região da fronteira com a Bolívia, os sedimentos cenozóicos estão representados por depósitos continentais denominados Bacia do Guaporé (Bahia e Pedreira, 2001), distribuídos ao longo do sistema fluvial Guaporé–Mamoré–Alto Madeira. Esses depósitos, de acordo com Scandolara *et al.* (2001), são constituídos por cascalhos, areias e argilas; ocasionalmente podem formar terraços e ter níveis de turfa intercalados. Além dos depósitos fluviais, existem depósitos pantanosos, constituídos por material argilo-arenoso rico em matéria orgânica e lacustres, formados por sedimentos arenosos finos e também argila.

Sobre o domínio mais oriental da Bacia dos Parecis, está a sub-bacia do Alto Xingu. Os sedimentos cenozóicos pertencentes a ela consistem-se de conglomerados, areias e siltes, denominados de Formação Araguaia (Santos e Loguércio, 1984).

Na região ocidental da Amazônia, os sedimentos cenozóicos estão divididos nas Formações Solimões, inferior (Mioceno-Plioceno) e Içá, superior (Pleistoceno). De acordo com Maia *et al.* (1977), os sedimentos da Formação Solimões consistem-se de argilitos, siltitos e arenitos e os da Formação Içá são predominantemente arenosos. A Formação Içá é coberta por depósitos eólicos que formam os campos de dunas Araçá, Anauá e Catrimani (Santos *et al.* 1993).

Na região entre o estado de Roraima e a Guiana aflora a Formação Boa Vista, depositada em bacia aparentemente rasa, ovalada e alongada na direção NE–SW. Ela é composta por arenitos arcoseanos a conglomeráticos, friáveis (Reis *et al.* 2001). Na mesma bacia e sobre a Formação Boa Vista, depositaram-se leques aluviais e sedimentos de planície aluvial. Tais sedimentos foram descritos por Maia (1980) em um furo de sondagem e Reis *et al.* (2001) referem-se a eles como Formação Viraquim. Os campos de dunas e areia existentes no domínio de sedimentação da Formação Boa Vista foram denominados por esses autores como Formação Areias Brancas, seguindo Berrangé (1973).

Escudo Atlântico

Os sedimentos cenozóicos distribuem-se no Escudo Atlântico, de forma semelhante à Amazônia: como bacias formalmente denominadas e como coberturas, formadas essencialmente por arenitos e folhelhos/argilitos, além de conglomerados e, ocasionalmente, rochas vulcânicas. As descrições a seguir restringem-se a algumas bacias mais importantes e com área suficiente para a sua representação na escala 1:2.500.000.

Na Província Parnaíba, os sedimentos cenozóicos ocorrem principalmente como coberturas inconsolidadas, sobre as diversas sub-bacias que a formam.

Na Província Borborema, encontra-se a Bacia de Boa Vista, situada 60 km a sudoeste de Campina Grande (PB). Ela é constituída por arenitos conglomeráticos, arenitos finos, siltitos e argilas, sobrepostos por derrames basálticos e lapili tufos, que preenchem depressões. Os derrames foram datados pelo método K-Ar em 38,6 Ma e 30,4 Ma, Eoceno-Oligoceno e Oligoceno, respectivamente (Barbosa e Souza, 1999). Essas rochas sedimentares são interpretadas como flúvio-lacustres. Além dela, existem bacias menores e coberturas com denominações litoestratigráficas, a exemplo da Formação Moura (Cruz, 1962), composta de cascalhos com seixos e calhaus com até 15 cm de diâmetro, subarredondados e subangulares, superpostos por cerca de 2 m de areias, que compõem a cobertura cenozóica da Bacia de Iguatu.

Dois coberturas importantes na Província São Francisco são a Formação Capim Grosso (Brito Neves e Feitosa, 1969) e as Dunas do Médio São Francisco (Barreto *et al.* 1999).

A Formação Capim Grosso, que aflora a leste da cidade de Jacobina, é composta por sedimentos clásticos inconsolidados, os quais cobrem área superior a 30.000 km². Ela começa por um conglomerado basal de forma e continuidade irregulares e espessura variável entre um e três metros. Sobre esse conglomerado, repousam areias maciças de coloração clara que geomorfologicamente constituem tabuleiros. Sua espessura, na rodovia BR-324 (Capim Grosso-Jacobina), é de, no máximo, 34 m (Brito Neves e Feitosa, 1969).

As Dunas do Médio São Francisco consistem-se de campo de dunas inativo, de idade pleistocênica (Barreto *et al.* 1999), que está delimitado pelo Rio São Francisco e a Serra do Estreito, entre as cidades de Barra e Pilão Arcado, estado da Bahia. Ele possui área de aproximadamente 7.000 km² e espessura superior a 100 m. Barreto *et al.* (1999) reconheceram neste campo de dunas cinco domínios geomorfológicos: 1) depósitos fluviais; 2) lençóis de areia; 3) dunas com morfologia nítida; 4) dunas com morfologia tanto nítida, como tênue; e 5) dunas dissipadas. Segundo os autores citados, esses domínios são aparentemente representativos de distintas gerações de dunas eólicas, sendo também indicadores de paleoclimas.

Na Província Mantiqueira, as rochas cenozóicas têm ampla distribuição, desde o estado de Minas Gerais até o Rio Grande do Sul. A leste do Quadrilátero Ferrífero estão as Bacias de Gandarela e Fonseca, esta contendo sedimentos arenosos e argilosos da Formação Fonseca, contendo abundante paleoflora, superpostos por canga ferruginosa da Formação Chapada da Canga (Mello *et al.* 2000). A sul do estado de Minas Gerais, está localizada a Bacia de Aiuruoca, onde as rochas cenozóicas ocorrem sob a forma de afloramentos isolados e descontínuos, ao longo de uma faixa de direção ENE–WSW, com 25 km de largura e 60 km de extensão (Santos *et al.* 1999). Segundo esses autores, as rochas sedimentares que preenchem esta bacia consistem-se de arcóseos,

diamictitos e brechas sedimentares, secundados por conglomerados, argilitos e folhelhos papiráceos. Essas litologias compõem o Grupo Aiuruoca, dividido nas formações Pinheirinho de fácies conglomerática e Entre-Córregos, de fácies lacustre.

Ainda na mesma província, existe uma série de bacias cenozóicas no sudeste do País. Essas bacias, Volta Redonda, Resende, Taubaté, São Paulo e Curitiba (Fig. II-1), depositaram-se em grábens supostamente formados pela reativação de antigas falhas transcorrentes, por processos neotectônicos, ligados à evolução da costa brasileira (Suguio e Martin, 1996). A sedimentação cenozóica nas bacias Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo foi estudada por Melo *et al.* (1985); Bigarella e Salamuni (1962), Coimbra *et al.* (1996) e Salamuni *et al.* (1999) estudaram a Bacia de Curitiba. Essas bacias e as características do seu preenchimento são mostradas na Tab. II.1.

Finalmente, na Província Tocantins, as principais bacias cenozóicas são as do Pantanal e do Bananal: a Bacia do Pantanal

que é uma das maiores bacias intracratônicas cenozóicas, possui área de 60.000 km² e cerca de 600 m de espessura de sedimentos (Fig. II.1). A área-fonte dos sedimentos está a leste da bacia: trata-se de planaltos resultantes da erosão regressiva das rochas paleozóicas da Bacia do Paraná. A Bacia do Pantanal é vasta planície aluvial, caracterizada por inúmeros canais abandonados e pequenas lagoas (Rabelo e Soares, 1999).

A Bacia do Bananal é constituída por pacote de sedimentos da Formação Araguaia depositados nas margens do Rio Araguaia, representada por sucessão de camadas que inicia por conglomerado basal seguida por siltes e areias mal estratificadas parcialmente lateritizadas, com espessuras entre 170 a 320 m, estimadas a partir de dados sísmicos (Araújo e Carneiro, 1977), e exibindo área de ocorrência de 67.500 km².

Tabela II.1 Principais bacias cenozóicas do sudeste do Brasil
Table II.1 Major Cenozoic basins of Southeast Brazil

| BACIA | FORMAÇÃO | SISTEMA DEPOSICIONAL |
|----------------|---------------------------------|---|
| Volta Redonda* | Resende Derrame ankaramítico | Fácies conglomerática de sistema fluvial |
| Resende* | Resende | Leque aluvial/fluvial |
| Taubaté* | Caçapava Tremembé | Fluvial Lacustre |
| São Paulo* | São Paulo Itaquaquetuba | Fluvial Leque aluvial |
| Curitiba** | Tinguis Guabirota | Fluxos gravitacionais, sistemas lacustres Leques aluviais coalescentes (fluxos gravitacionais e <i>debris flows</i>) |

* Melo *et al.* 1985

** Salamuni *et al.* 1999

Referências Bibliográficas

- Albuquerque, J.M. 1970. *Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste*: folha n. 15-Jaguaribe, Ceará. Recife, SUDENE, 187 p. (Série Hidrogeologia).
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, 29-46.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, 50:77-111.
- Amaral, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. *In*: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Blücher, 6-35.
- Aragão, M.A.N.F. 1993. Arquitetura da Bacia do Recôncavo. *In*: SBGf, Congresso Internacional da Soc. Bras. de Geofísica, 3, Rio de Janeiro. *Resumos Expandidos*, 143-145.
- Aragão, M.A.N.F., Costa, I.P., Silva, O.B., Szatmari, P. 1999. Influence of Compressive Stresses on the Structure of the Recôncavo/Tucano/Jatobá Rift and on the Tectonic Control of its Petroleum Accumulations. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, *Anais*, 55-58.
- Araújo, J.B., Carneiro, R.G. 1977. *Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico*. Belém, PETROBRAS-Região Norte, 11 p. (Relatório Técnico Interno, 348).

- Araújo, V.A., Olivatti, O. 1994. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: *Folha SB.22-Z-D-Araguaina*. Brasília, CPRM, 120p.
- Bahia, R.B.C., Pedreira, A.J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, 1:24-29.
- Bahia, R.B.C., Pedreira, A.J. 2001. As Bacias do Setor Sudoeste do Cráton Amazônico: Classificação Global e Evolução Tectônica. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Anais*, (CD-ROM)
- Barbosa, R.V.N., Souza, S.Z. 1999. Tectônica da Bacia de Boa Vista (PB), Terciário da Província da Borborema. In: SBG/BA-SE/ABGP, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lencóis. *Anais*, 4:51-53.
- Barreto, A.M.F., Suguio, K., Oliveira, P.E., Tatum, S.H. 2002. O Campo de Dunas Inativas do Médio São Francisco, Bahia, Brasil. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM. 540 p. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio056/sitio056.htm>
- Barros, A.M., Alves, E.E.O, Araújo, J.F.V., Lima, M.I.C., Fernandes, C.A.C. 1977. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radar na Amazônia. Folhas SB.18/SC.18 Javari/Contamana. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 13).
- Basei, M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 193 p.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Cordani, U.G., Sato, K., Lima, P.S. de. 1999. The magmatism of the Itajaí Basin, SC, southern Brazil, and its importance to define the Proterozoic-Phanerozoic limit. In: Simposio Sudamericano de Geologia Isotópica (SSAGI), II. Córdoba, *Actas*, p. 287-290.
- Berrangé, J.P. 1973. *A synopsis of the geology of southern Guyana*. Rep. Photogeol. Unit, Overseas Div., Inst. Geological. Sciences., London, n. 26, 16 p.
- Bigarella, J.J., Salamuni, R. 1962. *Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba (contribuição à geologia geral)*. Curitiba, Universidade do Paraná, Boletim n. 7, (1ª parte).
- Bonacic, E.A., Moro, R. de P.X., Soares, P.C. 1994. Tectônica da Bacia Ordoviciano de Castro. *Bol. Par. Geociências*, 42:59-72.
- Braga, L.F.S., Siqueira, L.P. 1996. Three dimensional gravity modelling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. In: CONEXPO-ARPEL, Latin American Petroleum Congress, 5, Rio de Janeiro, *Anais*, 8 p.
- Brito Neves, B.B. 1998. *The Cambro-ordovician of the Borborema Province*. São Paulo, USP, Boletim IG, Série Científica, 29:175-193,
- Brito Neves, B.B. 2002. Main Stages of the Development of the Sedimentary Basins of South America and their Relationship with the Tectonics of Supercontinents. *Gondwana Research*, 5:175-196.
- Brito Neves, B.B., Feitosa, E.C. 1969. Proposição e estudos geológicos preliminares da "Formação Capim Grosso". In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Resumo das Conferências e Comunicações*, p. 60 (Bol. Esp. n. 1).
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22(3):155-166.
- Caixeta, J.M., Bueno, G.V., Magnavita, L.P., Feijó, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):163-172.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1997. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(3):283-294.
- Caputo, M.V. 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. University of California, Santa Barbara, USA. Tese de Doutorado, 586 p.
- Castro, D.L. 1999. Modelagem gravimétrica 3-D das bacias rifte do vale do Cariri-NE do Brasil. In: SBG/BA-SE/ABGP, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Salvador, *Anais*, 3:60-62.
- Castro, M.A., Reis Neto, J.M., Assine, M.L. 1993. Rochas vulcanogênicas da Formação Guaratubinha-PR. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 5, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 144.
- Citroni, S.B. 1993. *Ambientes deposicionais e significado geotectônico da sedimentação do Grupo Itajaí-SC*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de Mestrado, 145 p.
- Citroni, S.B. 1998. *Bacia de Campo Alegre-SC: Aspectos Petroológicos, Estratigráficos e Caracterização Tectônica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 185 p.
- Coimbra, A.M., Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Valarelli, J.V. 1996. Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Anais*, 1:135-137.
- Costa, S.A.G., Fragomeni, P.R.P., Fragomeni, M.G. 1975. *Projeto Serra do Roncador, Reconhecimento Geológico*. Relatório Final. Goiânia, CPRM/DNPM, 3 v (inédito).
- Cruz, N.M.C. 1980. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5:3041-3048.
- Cruz, W. 1962. Geologia da faixa oeste de José de Alencar, município de Iguatu, Ceará. Recife, *Arq. Geol.* 3:11-41.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):47-55.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora UnB/CPRM, 392 p.
- Delgado, I.M., Pedreira, A.J. 1995. *Mapa tectono-geológico do Brasil*. 1 mapa colorido. Escala 1:7.000.000. Rio de Janeiro, CPRM.
- Ebert, H. 1971. O Grupo Guaratubinha no norte do estado de Santa Catarina. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, *Anais*, 146-175.
- Eiras, J.F., Becker, C.R., Souza, E.M., Gonzaga, J.E.F., Silva, L.M., Daniel, L.M.F., Matsuda, N.S., Feijó, F.J. 1994a. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):17-45.
- Eiras, J.F., Kinoshita, E.M., Feijó, F.J. 1994b. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):83-89.
- Emery, D., Myers, K.J. (eds.). 1996. *Sequence Stratigraphy*. Osney Mead, Oxford: Blackwell Science, 297 p.
- Fambrini, G., Janikian, L., Paes-de-Almeida, R., Fragoso-Cesar, A.R., Fonseca, A.R. 2002. Sequências da Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III-Cambriano Inferior) na sub-bacia Camaquã Central, RS. In: SBG-Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 660.
- Feijó, F.J., Souza, R.G. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):9-16.
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da Bacia Bauru (KS, Brasil). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 101.
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):717-728.
- Ferreira, J.B. 1980. *Dicionário de Geociências*. Ouro Preto, Fundação Gorceix, 550 p.
- Fragoso-César, A.R.S., Paes-de-Almeida, R., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Fambrini, G.L. 2002. Grupo Camaquã (Neoproterozóico III-Eopaleozóico): a cobertura anorogênica do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul. In: SBG-Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p.307.
- Fuck, R.A., Marini, O.J., Trein, E. 1967. A Formação Guaratubinha. *Bol. Paran. Geociênc.*, 23-25: 237-255.

- Fúlfaro, V.J., Landim, P.M.B. 1973. Interpretação do tectonismo cratônico: o cráton brasileiro e a Bacia Sedimentar do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, *Resumos das Comunicações*, 187-188.
- Ghignone, J.I. 1972. Ensaio de paleogeologia do Nordeste e as seqüências sedimentares. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, *Anais*, 3:21-28.
- Ghignone, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do estado da Bahia. In: Inda, H.A.V. (org.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*: textos básicos. Salvador, SME/CPM. 1:23-117.
- Ghignone, J.I., Couto, E.A., Assine, M.L. 1986. Estratigrafia e estrutura das bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 1:271-285.
- Góes, A.M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba*. Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 171 p.
- Góes, A.M., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):57-67.
- Góes, A.M., Rossetti, D.F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís–Grajau, Meio-Norte do Brasil. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís–Grajau*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 15-29.
- Góes, A.M., Coimbra, A.M., Nogueira, A.C.R. 1997. Depósitos costeiros influenciados por tempestades e marés da Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (coord.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Vol. 1. Belém, FINEP/SBG-NO, 285-306.
- Góis, J.R. 1990. A Formação Camarinha. In: IGc-USP, Reunião Internacional do Projeto 270 – Picg, 2, São Paulo. *Guia da Excursão*, 24-29.
- Gomes, F.A. 1968. Fossas tectônicas do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 40:255-71.
- Gomes, H.A. (org.). 2001. *Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco*. Brasília: CPRM, 198 p.
- Guerreiro, M.G.S., Silva, J.M.R. 1976. *Projeto Guaraí–Conceição*, Relatório Final. Belém: DNPM/UFPA. (inédito).
- Hasui, Y., Abreu, F.A.M., Silva, J.M.R. 1977. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai–Araguaia no centro-norte do Brasil. *B. Inst. Geoc. USP*. São Paulo, 8:107-118.
- Jordan, T. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. In: Busby, C.J., Ingersoll, R.V. (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge, Blackwell Science, 331-362.
- Kearey, P., Vine, F.J. 1996. *Global Tectonics*. 2.ed. Osney Mead. Blackwell, 333 p.
- Kingston, D.R., Dishroon, C.P., Williams, P.A. 1983. Global basin classification system. *AAPG Bulletin*, 67:2175-2193.
- Klein, G.V. 1995. Intracratonic Basins. In: Busby, C.J.; Ingersoll, R.V. (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge: Blackwell Science, p. 459-478.
- Lacerda Filho, J.V., Rezende, A., Silva, A. 1999. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal*. Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM, Convênio CPRM/METAGO/UnB. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil–PLGB. 1 CD-ROM.
- Leonardi, G., Carvalho, I.S. 2002. As pegadas de dinossauros das bacias Rio do Peixe, PB. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM. 540 p. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio026/sitio026.htm>
- Mabesoone, J.M. 1994. *Sedimentary Basins of Northeast Brazil*. Recife, UFPE, (Publicação Especial, 2).
- Mabesoone, J.M., Campanha, V.A. 1973/1974. Caracterização estratigráfica dos grupos Rio do Peixe e Iguatu. *Estudos Sedimentológicos*, 3/4:21-41.
- Magnavita, L.P., Sanches, C.P., Silva, R.R. 1998. Guidebook to the Recôncavo rift, Brazil. In: AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro. *Field Trip Guide*, 69 p. Disponível em CD-ROM.
- Maia, R.G.N. 1980. *Projeto Surumu*. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, v.1. (Inédito).
- Maia, R.G.N., Godoy, H.K., Yamaguti, H.S., Moura, P.A., Costa, F.S.F., Holanda, M.A., Costa, J.A. 1977. *Projeto Carvão no Alto Solimões*, Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 11v. (Inédito).
- Marzulli, A., Renne, P.R., Picirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., Min, A. 1999. Extensive 200-Million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284:616-618.
- Mello, C.L., Sant'anna, L.G., Bergqvist, L.P. 2002. Sítio Paleontológico de Fonseca, Minas Gerais (Vegetais Fósseis do Terciário Brasileiro). In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM. 540 p. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio086/sitio086.htm>
- Melo, M.S., Riccomini, C., Hasui, Y., Almeida, F.F.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 15(3):193-201.
- Menezes Filho, N.R., Santos, R.A., Souza, J.D. 1988. *Mapa Geológico da Folha de Jeremoabo (SC.24-Z-A-II) e de Santa Brígida (SC.24-X-C-V)*: Estados da Bahia e Sergipe. Escala 1:100.000. Brasília: DNPM/CPRM, 144 p.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado, 2 volumes.
- Milani, E.J., Ramos, V.A. 1998. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-ocidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4):473-484.
- Milani, E.J., Zalán, P.V. 1998. Brazilian Geology Part 1: the Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. In: AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro. *Short Course Notes*.
- Milani, E.J., Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22:199-205.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449.
- Minioli, B., Ponçano, W.L., Oliveira, S.M.B. 1971. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43:433-437.
- Montes, A.S.L., Frota, G.B., Moreira, J.M.P., Menezes Filho, N.R., Almeida, V.J. 1974. *Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso*. Relatório Final. Folha Juruena SC.21-Y. Goiânia: CPRM, 5v., v.1.
- Moraes, J.F.S., Figueiroa, I. (orgs.). 1998. *Paulistana, folha SC.24-V-A, estados do Piauí, Bahia e Pernambuco*. Brasília: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Moro, R.P.X., Bonacim, E.A., Soares, P.C. 1994. Geologia da Bacia de Castro. *Bol. Par. Geociências*, 42:43-58.
- Moro, R.P.X. 2000. *Propostas de Origem, Evolução e Contexto da Bacia da Formação Camarinha – Transição Neoproterozóico-Eocambriano – do Estado do Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 157 p.
- Moura, P., Wanderley, A. 1938. Noroeste do Acre: reconhecimentos geológicos para petróleo. *B. Serv. From. Prod. Mineral*, Rio de Janeiro. 26:11-16.
- Nilsen, T.H., Sylvester, A.G. 1995. Strike-Slip Basins. In: Busby, C.J., Ingersoll, R.V. (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge, Blackwell Science, 425-457.

- Nunes, K.C. 1993. Interpretação Integrada da Bacia do Parnaíba com Ênfase nos Dados Aeromagnéticos. In: SBGF, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Rio de Janeiro, *Anais*, 152-157.
- Paim, P.S.G., Leipnitz, I.I., Rosa, A.L.Z., Rosa, A.A.S. 1997. Preliminary report on the occurrence of *Chancelloria* sp. in the Itajaí Basin, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(3):303-308.
- Paz, J.D.S., Rossetti, D.F. 2001. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís–Grajaú*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 77-100.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55:119-139.
- Pedreira, A.J. 1995. *Observações sobre os ambientes de sedimentação e tectônico do Grupo Estância e da Formação Palmares*. Salvador, CPRM. Relatório de Viagem 02/95. Não publicado.
- Pedreira, A.J. 2000. *Estudo das Bacias Sedimentares, regiões de Alta Floresta, Matupá e Serra do Cachimbo*. Salvador, CPRM, Relatório de viagem ao PROMIN Alta Floresta. Não publicado.
- Pedreira, A.J., Bahia, R.B.C. 2000. Sedimentary basins of Rondônia State, Brazil: response to the geotectonic evolution of the Amazonian craton. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):477-480.
- Pelosi, A.P., Fragoso-César, A.R., 2002. Síntese geológica da Formação Maricá, Neoproterozóico III do Rio Grande do Sul. In: SBG–Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 329.
- Petersohn, E. 2002. *Correlação faciológica entre as rochas vulcanoclásticas do Grupo Castro (PR) e das bacias Guaratubinha (PR) e Campo Alegre (SC)*. Curitiba: PIBIC/CNPq, 28 p. Não publicado.
- Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F. de, Melo, C.F. de, Romanini, S.J., 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. Departamento Nacional da Produção Mineral, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Porto Velho, Rondônia, v.1, 169 p.
- Ponte Filho, F.C. 1994. Sistemas deposicionais nas bacias do Iguatu, Estado do Ceará. In: UNESP, Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro. *Boletim*, 141-146.
- Ponte, F.C., Dino, R., Silva-Telles Jr., A.C., Arai, M. 1990. *Geologia das Bacias Sedimentares de Iguatu, Ceará*. Petrópolis, PETROBRAS, 23 p. Não publicado.
- Rabelo, L., Soares, P.C. 1999. Lineamento Transbrasiliiano e Neotectônica na Bacia do Pantanal. In: SBG/BA-SE, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Salvador, *Anais*, 79-82.
- Ramos, V.A., Alemán, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. International Geological Congress, 635-685.
- Reis, N.J., Faria, M.S., Maia, M.A. 2001. O Quadro Cenozóico da Porção Norte-Oriental do estado de Roraima. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Resumos Expandidos*, 1 CD-ROM.
- Reis, N.J., Yáñez, G. 2001. O Supergrupo Roraima ao longo da Faixa Fronteira entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén – Monte Roraima). In: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S. (eds.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG/Núcleo Norte, 2:115-147.
- Ribeiro Filho, W., Luz, J.S., Abreu Filho, W. 1975. *Projeto Serra Azul, Reconhecimento Geológico*. Relatório final. Goiânia: DNP/CPRM, v. 1. (Inédito).
- Ricchi-Lucchi, F. 1985. Influence of transport processes on sand composition. In: Zuffa, G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, D. Riedel Pub. Co., 19-45.
- Riker, S.R.L., Oliveira, M.A. 2001. Enfoque Geológico-Geotectônico da Região do Domo do Sucunduri–Estado do Amazonas. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. *Resumos Expandidos*, 1 CD-ROM.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário Inferior (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. Belém, *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi – Série Ciências da Terra*, 9:29-41.
- Rossetti, D.F. 2001a. Arquitetura Depositional da Bacia de São Luís–Grajaú. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís–Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 31-46.
- Rossetti, D.F. 2001b. Evidência de Atividade Sísmica Sin-sedimentar em Depósitos Cretáceos da Bacia de São Luís–Grajaú. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís–Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 47-66.
- Rostirolla, S.P. 1991. *Tectônica e sedimentação da Bacia de Itajaí–SC*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, 132 p.
- Saes, G.S. 1985. *Estratigrafia e Sedimentologia do Grupo Estância no Nordeste da Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. Dissertação de Mestrado, 106 p.
- Salamuni, E., Salamuni, R., Ebert, H.D. 1999. Contribuição à geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Boletim Paranaense de Geociências*, 47:123-142.
- Santiago, A.F., Santos, J.O.S., Maia, R.G.N. 1980. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú. *Anais*, 2: 786-797.
- Santos, E.J., Ferreira, C.A., Silva Jr. 2001. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba*. Recife, CPRM, 1 mapa color. Convênio CPRM/CDRM. CD-ROM.
- Santos, J.O.S. Loguércio, S.O. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis–Alto Xingu. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil*: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 93-127.
- Santos, J.O.S., 1974. Considerações sobre a Bacia Cenozóica Solimões. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, *Anais*, 3:3-11.
- Santos, J.O.S., 1978. Magmatismo Básico-Alcalino no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, 3:1309-1322.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E. Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the province of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton – Evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:409-429.
- Santos, J.O.S., Nelson, B.W., Geovannini, C.A. 1993. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. *Ciência Hoje*, 16(93): 22-25.
- Santos, M., Hasui, Y., Morales, N., Borges, M.S., Garcia, M.J. 1999. A Bacia Terciária de Aiuroca. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, 1999, Lençóis, *Anais*. Salvador: SBG/BA-SE, p. 73-74.
- Santos, R.A, Martins, A., Neves, J.P., Leal, R.A. (org.). 1997. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe*. Brasília, CPRM, 156 p. 1 mapa color. Convênio CPRM/CODISE.
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W., Norry, M.J. 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. In: Storey, M., Alabaster, A., Pankhurst, R.J. (eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Bath. Geological Society of London, p. 41-60. (Special Publication, 68).

- Scandolaro, J.E., Rizzotto, G.J., Amorim, J.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C. 2001. A evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e Adjacências. *In: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S. (coord.) Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG–Núcleo Norte, v.2.
- Scherer, C.M.S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, **49**:97-116.
- Sgarbi, G.N., Sgarbi, P.B., Campos, J.E., Dardenne, M.A., Penha, U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. *In: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (eds.) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG–Núcleo de Minas Gerais, 93-138.
- Silva, H.T.F. 1993. Elementos hierárquicos em bacias em bacias rifte intracontinentais: proposição de um modelo de seqüência. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 15, Natal, *Resumos*, 362-263. (Boletim, 13).
- Siqueira, L.P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **3**:3-16.
- Siqueira, L.P., Teixeira, L.B. 1993. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 3, Rio de Janeiro. *Resumos Expandidos*, Rio de Janeiro, 168-170.
- Sloss, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **74**:93-113.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J. 1974. Avaliação Preliminar da Evolução Geotectônica das Bacias Intracratônicas Brasileiras. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre. *Anais*, **4**:61-83.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**:181-191.
- Suguio, K., Martin, L. 1996. The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast. *Geomos*, **4**(2):45-53.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182
- Teixeira, L.B. 2001. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. *In: Melo, J.H.G., Terra, G.J.S. (eds.) Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul-americanas*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 7 p. (Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, 20). 1 CD-ROM.
- Turner, S., Regelons, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**:333-348.
- Viana, M.S., Neumann, V.H. 2002. O Membro Crato da Formação Santana. *In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM. 540 p. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio005/sitio005.htm>.

Nota Biográfica dos Autores



Augusto J. Pedreira da Silva. Geólogo (UFBA/1966), Doutor (USP). Ingressou na CPRM em 1972, onde participou de projetos de mapeamento geológico regional. Atualmente é Coordenador Executivo do Departamento de Geologia. Suas principais áreas de interesse são bacias sedimentares, principalmente pré-cambrianas, sistemas deposicionais, estratigrafia de seqüências e tectônica. É editor-chefe da folha América do Sul do Atlas do Zoneamento Metalogenético Pré-Cambriano (WAPMZ).

E-mail: apedreira@sa.cprm.gov.br



Ricardo da Cunha Lopes. Geólogo (UFRGS/1974), Mestre (UNISINOS). É doutorando em Geologia Sedimentar na Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), com área de concentração junto ao Projeto GEOARQ – Geometria, Arquitetura e Heterogeneidades de Reservatórios. Geólogo da CPRM desde 1975, atuando nas bacias do Camaquã e Bacia do Paraná. É Coordenador Temático Nacional da Província Paraná e ocupa o cargo de gerente de Geologia e Recursos Minerais na Superintendência de Porto Alegre. *E-mail:* ricardolopes@pa.cprm.gov.br



Antonio Maurílio Vasconcelos. Geólogo (UFC/1974). Funcionário da CPRM exercendo atividades relacionadas a mapeamento geológico-metalogenético regional, em terrenos de rochas sedimentares e do embasamento cristalino, com área de concentração na Região Nordeste do Brasil.

Tem participado do Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba e do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Atualmente ocupa o cargo de Coordenador de Projetos da Área de Geologia e Recursos Minerais na Residência de Fortaleza.

E-mail: maurilio@fo.cprm.gov.br



Ruy Benedito Calliari Bahia. Geólogo (UFPA/1982). Mestre (UFPA/1997). Desde 1987 na CPRM, é coordenador de projetos em mapeamento geológico de bacias sedimentares e embasamento cristalino. Atualmente é Coordenador Regional do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo para as

bacias sedimentares paleozóicas da Amazônia, sendo responsável pela execução dos mapas Geológico, Tectônico e de Recursos Minerais do Brasil nas escalas 1:2.500.000 e 1:1.000.000. *E-mail:* ruybahia@pv.cprm.gov.br

Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira

Sedimentary Basins of the Brazilian Continental Margin

Webster Ueipass Mohriak

Petrobras

Summary

The Brazilian continental margin has been the object of study of several basin analysis projects in the last few decades. Technological advances in the acquisition, processing and interpretation of the large geological and geophysical datasets obtained by the petroleum industry resulted in outstanding advances in the geological interpretation and substantial development of new concepts related to the tectono-sedimentary evolution of the continental margin, with direct implications in the evaluation of the exploratory potential. This work presents an integrated review of the tectono-sedimentary evolution of the basins along the Brazilian continental margin, from the transform-related domains in the equatorial margin towards the divergent domains of the South American plate. This review focus on the sedimentary basins along the equatorial margin (Foz do Amazonas, Pará–Maranhão, Barreirinhas, Ceará, and Potiguar) and along the transversal and divergent domains of the plate, from the northeastern and eastern region (Pernambuco–Paraíba, Sergipe–Alagoas, Jacuípe, Camamu, Almada, Jequitinhonha, Cumuruxatiba), and extending to the southeastern and southern regions (Espírito Santo, Campos, Santos and Pelotas). A number of aborted rifts (example, Tacutu and Tucano) developed during the Gondwana breakup and during the continental drift phase are also discussed.

The syn-rift phase of the sedimentary basins along the continental margin is associated with extensional processes, which are responsible for synthetic and antithetic normal faults that formed half-grabens and grabens. These were filled with siliciclastic and carbonate lacustrine continental sediments deposited during the Neocomian and Barremian. The southeastern and southern segments of the margin are characterized by a large igneous province dated as Upper Jurassic to Early Cretaceous, with tholeiitic basalts underlying the syn-rift sediments, whereas in the northeastern Brazilian margin the syn-rift sediments are underlain by Paleozoic to Mesozoic pre-rift sediments.

The transitional phase (Aptian age) is associated with siliciclastic and carbonate sediments deposited above a regional unconformity (breakup unconformity) that heralds the continental drift phase, which is associated with evaporite sedimentation between the Sergipe–Alagoas and Santos basins, suggesting the occurrence of an elongated and shallow gulf, which was subsequently invaded by

marine waters during the first marine incursions of the nascent Atlantic Ocean. The presence of salt (halite) in the evaporites resulted in the development of a characteristic tectonic style marked by diapirs and extensional and compressional structures. The marine megasequence may be divided into a transgressive marine supersequence, with the establishment of a carbonate platform that grades into marls and shales (Albian to Turonian), and a regressive marine supersequence (Santonian to Tertiary), with carbonate and siliciclastic facies extending from the platform toward the deep water region.

The equatorial margin is characterized by a few aborted rifts along the continental platform and in the onshore region (for example, the Caciporé, Tacutu and S. Luís rifts), and by some sedimentary basins that are characterized by an extensional phase followed by transcurrent movements associated with wrench tectonics and transform faults, forming compressional structures (e.g., along the western part of the Ceará Basin). Following the inception of oceanic crust (whose limit with the continental crust is characterized by an abrupt segmentation by transform faults), the thermal subsidence sedimentation is affected by relatively few fault zones, the exception being gravitational collapse faults that occur in the depocenters near the shelf edge. This process resulted in extensional and compressional features in the slope and in the deep water region of several basins (for example, Foz do Amazonas, Pará–Maranhão, Barreirinhas).

Post-rift magmatic episodes are characterized notably in the Arolhos Volcanic Complex (northern part of the Espírito Santo Basin), and in the southern part of the Campos Basin (Cabo Frio region, near the limit with the northern Santos Basin), as well as along transform faults in the equatorial margin, forming linear chains of volcanic plugs and igneous intrusions. Reactivation of basement-involved faults are recorded in several intervals, notably in the Early Tertiary, with a marked association with alkaline magmatism and formation of aborted rifts along the border of the continental margin, as for example, the taphrogenic basins in the southeastern Brazilian region (e.g. the Taubaté Basin).

Introdução

O estudo das bacias sedimentares da margem passiva da placa sul-americana, relacionando sua evolução tectônica com estágios de subsidência rifte e subsidência termal, cada qual com diferentes seqüências estratigráficas, é de importância fundamental para a avaliação do potencial exploratório na pesquisa de hidrocarbonetos. À medida que a busca de novas reservas petrolíferas avança para a região de águas profundas, novos conceitos geológicos são incorporados ao acervo de dados geológicos e geofísicos, interpretados por exploracionistas e geocientistas de diversas instituições.

Neste capítulo, são revistos alguns conceitos relacionados à evolução tectono-sedimentar das bacias da margem continental brasileira, incluindo desde riftes abortados na borda da plataforma e mesmo na região continental até a região de águas profundas e ultra-profundas, próximo do limite entre crosta continental e crosta oceânica. Discute-se o contexto geodinâmico do Atlântico Sul, destacando-se as principais feições tectônicas, e também é apresentada análise sucinta das características estruturais e estratigráficas dos diversos segmentos da margem, analisando-se as principais bacias sedimentares entre o limite com a Guiana na margem equatorial e o limite com as águas territoriais do Uruguai, na margem sul brasileira.

O Brasil é um país com uma das maiores extensões de margem continental do mundo, englobando diversos segmentos com bacias sedimentares com características geológicas distintas e diferentes graus de conhecimento do potencial

exploratório (e.g., Asmus e Pontes, 1973; Ponte *et al.* 1980; Ojeda, 1982; Asmus, 1984; Guardado *et al.* 1989; Mohriak *et al.* 1990 a; Mohriak *et al.* 1990 b; Chang *et al.* 1992; Matos, 1992). O principal objetivo deste trabalho é o de analisar e discutir algumas dessas feições à luz de novos conceitos geológicos advindos da interpretação da região de águas profundas e ultra-profundas (Cainelli e Mohriak, 1998; Mohriak *et al.* 2000).

Base de Dados

Com a criação da Agência Nacional do Petróleo (ANP), o banco de dados geológicos e geofísicos das bacias sedimentares da margem continental brasileira, anteriormente levantado primordialmente pela PETROBRAS durante os trabalhos de investigação do potencial de hidrocarbonetos, passou a ter acréscimos substanciais com dados de levantamentos não-proprietários (*spec surveys*) adquiridos por diversas companhias ligadas à indústria de petróleo e também por instituições de pesquisa. Nesse contexto de base de dados multidisciplinar, são utilizados neste trabalho dados geológicos (principalmente resultados estratigráficos de poços exploratórios perfurados pela PETROBRAS) e dados geofísicos (principalmente métodos sísmicos e potenciais) que subsidiam a interpretação da evolução tectono-sedimentar dos diversos segmentos da margem, incluindo análise de levantamentos de sísmica profunda executados pela PETROBRAS (e.g., Mohriak e Latgé,

1991; Mohriak *et al.* 1993), e também levantamentos regionais da margem continental, ou efetuados por instituições governamentais (*e.g.*, Projeto Leplac) ou por instituições ligadas à indústria de petróleo em levantamentos especulativos (*e.g.*, Fainstein, 1999; Fainstein *et al.* 2001). Utilizam-se também mapas regionais de batimetria, gravimetria (*free-air* e Bouguer) e magnetometria (Munis, 1997), resultado de compilações de dados de métodos potenciais da PETROBRAS e da CPRM integrados com dados do Geosat, de domínio público (Sandwell e Smith, 1997).

Evolução Tectono-Sedimentar da Margem Atlântica

Principais feições morfoestruturais do Atlântico Sul

O supercontinente Gondwana (vide Cap. I deste volume) formou-se no Proterozóico Superior como resultado da assembléia de terrenos acrescidos aos crátons Amazonas e São Francisco durante a orogenia Brasileira ou Pan-Africana (Almeida *et al.* 1976; Almeida *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2000). Os cinturões de dobramento separando massas cratônicas pré-cambrianas (Fig. III.1 e Cap. V) são caracterizados por estruturas de direção NE–SW na margem leste e sudeste brasileira, principalmente ao longo do segmento entre as bacias de Espírito Santo e Santos, estando associados à transpressão dextral ao longo da zona de cisalhamento Além-Paraíba (Radambrazil, 1983; Szatmari *et al.* 1984; Cobbold *et al.* 2001). No nordeste brasileiro, destaca-se o alinhamento leste–oeste de Pernambuco–Paraíba, que exerce papel fundamental no controle tectônico das bacias formadas no Mesozóico (Cordani *et al.* 1984; Chang *et al.* 1992). Na margem norte brasileira destaca-se o lineamento Transbrasiliiano, de direção NE–SW, que atravessa a Bacia do Parnaíba e separa o segmento extensional da bacia do Ceará (Bacia de Mundaú, a leste) dos segmentos transpressionais da bacia de Piauí–Camocim (Cordani *et al.* 1984; Cordani *et al.* 2000).

A orogenia do Pré-Cambriano Superior a Paleozóico Inferior é seguida por uma fase de sedimentação intracratônica nas bacias sedimentares paleozóicas (Paraná, Parnaíba, Amazonas), com diversos ciclos deposicionais (Milani e Zalán, 1999; Milani e Thomaz Filho, 2000). No Mesozóico essas bacias foram afetadas pela ruptura continental (quebra do Gondwana), resultando em feições extensionais de riftes superpostos aos sedimentos anteriormente depositados (*e.g.*, Bacia de São Luís e Bacia Sergipe–Alagoas), e também cobertas por derrames basálticos associados à abertura do Atlântico Sul (Misuzaki *et al.* 2002).

A Fig. III.2 apresenta uma composição de figuras reconstituindo a fisiografia do Atlântico Sul atual com os riftes das bacias marginais na época pré-deriva continental. A Fig. III.2a mostra um mapa fisiográfico com as principais feições do Oceano Atlântico, destacando-se o centro de espalhamento atual entre o continente sul-americano e africano. A Fig. III.2b apresenta uma reconstituição palinspástica com as principais bacias sedimentares formadas com a separação das placas sul-americana e africana (Mohriak *et al.* 1998a). O sistema de riftes da margem continental brasileira (principalmente no segmento entre Sergipe–Alagoas e Santos) formou-se como consequência de processos extensionais datados de Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior (Asmus e Porto, 1980; Asmus e Baisch, 1983; Szatmari *et al.* 1985; Chang *et al.* 1992). Há evidências de esforços extensionais polifásicos nas regiões extremas da placa sul-americana, com idades de sedimentos preenchendo grábens que atingem até o Triássico, corroboradas por datação geocronológica de rochas intrusivas e extrusivas precedendo a fase principal de rifteamento (Conceição *et al.* 1988; Mizusaki *et al.* 2002).

As principais bacias da margem continental brasileira e suas principais feições tectônicas estão mostradas na Fig. III.3. A Fig. III.3a mostra as principais estruturas da margem equatorial, e a Fig. III.3b as estruturas da margem nordeste, leste e sudeste–sul do Brasil. Na margem sul destacam-se as estruturas e bacias da margem continental argentina, que apresentam um padrão de rifteamento distinto do observado na margem brasileira (Milani e Thomaz Filho, 2000).

A ruptura do Gondwana é caracterizada por alguns riftes abortados na região emersa intracontinental (*e.g.*, no norte do Brasil, destacam-se os riftes de Tacutu e Marajó; na margem equatorial, ocorrem também pequenos riftes na plataforma continental do Ceará, *e.g.*, Jacaúna); no nordeste, destaca-se o sistema de riftes Recôncavo–Tucano–Jatobá; e na região sudeste, registram-se vários pequenos grábens localizados entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Os riftes ao longo da margem continental, que evoluíram até formar as bacias sedimentares da margem passiva, formam um conjunto de bacias sedimentares que se estende desde o limite com a Guiana até o limite com as águas territoriais do Uruguai.

Baseando-se principalmente em dados do Leplac (Russo, 1999), observa-se que os depocentros das bacias sedimentares da margem continental apresentam uma espessura total de sedimentos (entre o fundo do mar e o embasamento pré-cambriano ou vulcânico) bastante variável. As maiores espessuras sedimentares da margem são observadas nos depocentros do Cone do Rio Amazonas, na Bacia de Barreirinhas, no segmento das bacias de Espírito Santo a Santos e no Cone do Rio Grande, na Bacia de Pelotas.

A Tab. III.1 mostra as principais características das bacias sedimentares da margem continental (Tab. III.1a) e dos riftes abortados (Tab. III.1b) no interior do continente brasileiro.

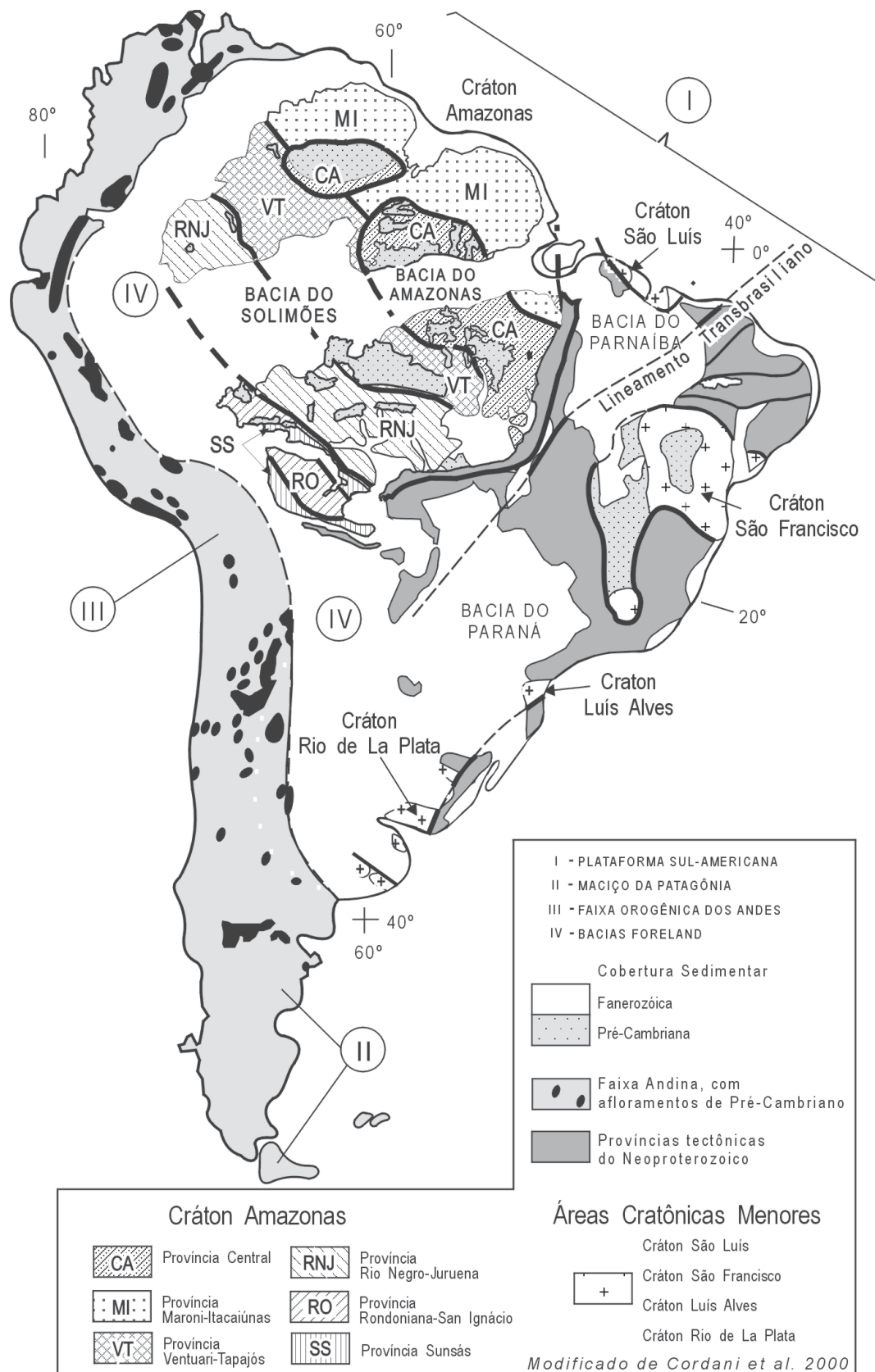


Figura III.1 – Principais elementos tectônicos da América do Sul

Figure III.1 – Main tectonic elements of the South American continent

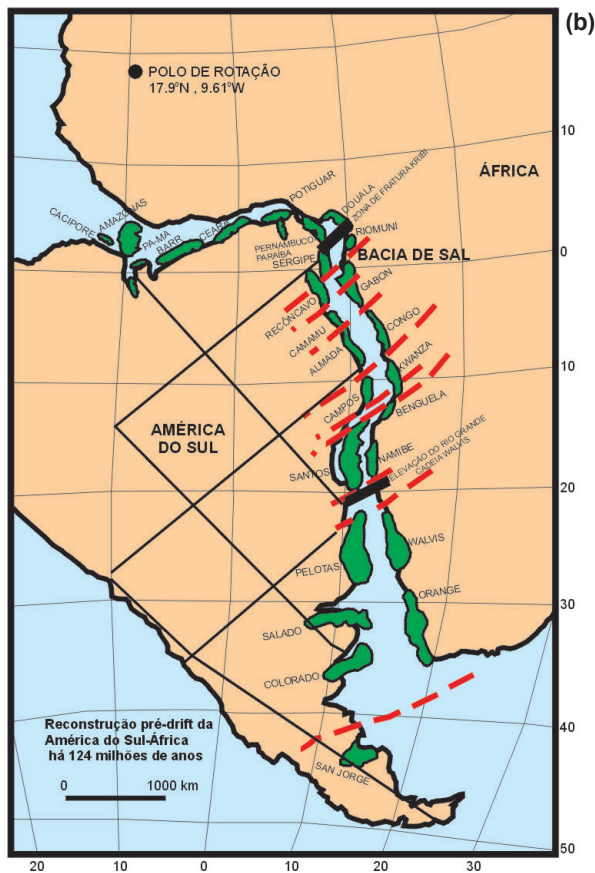
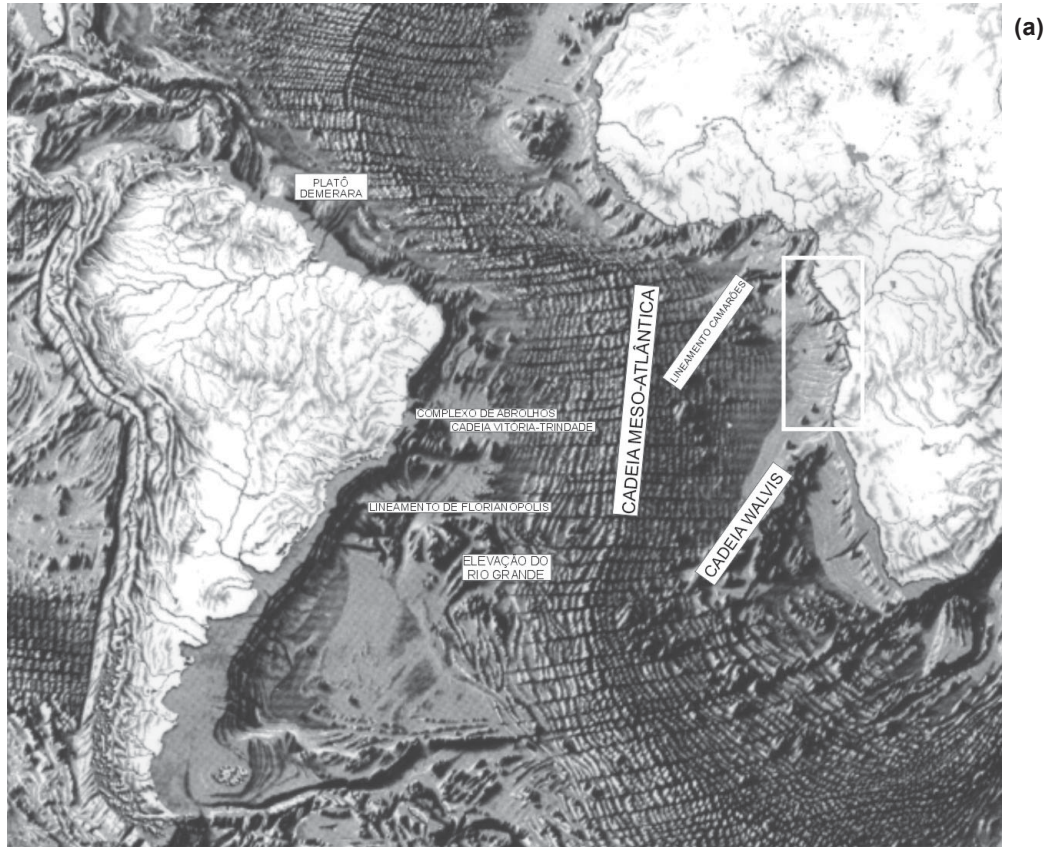
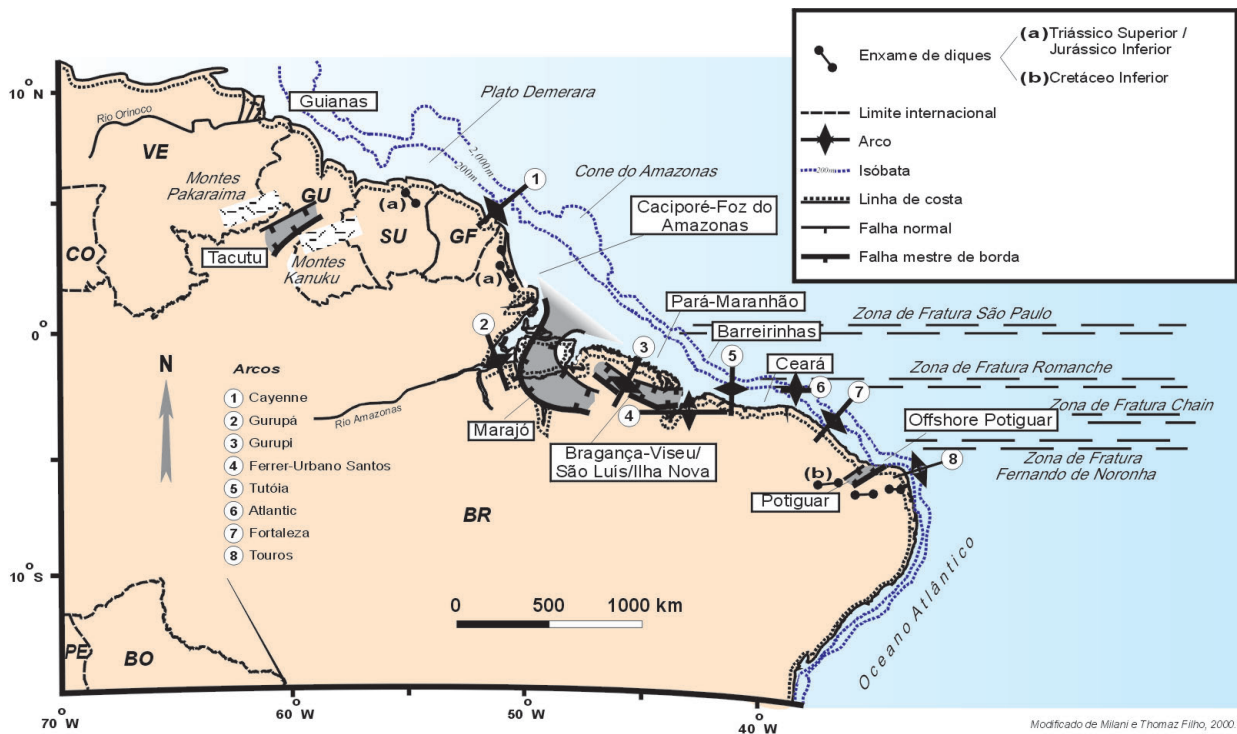
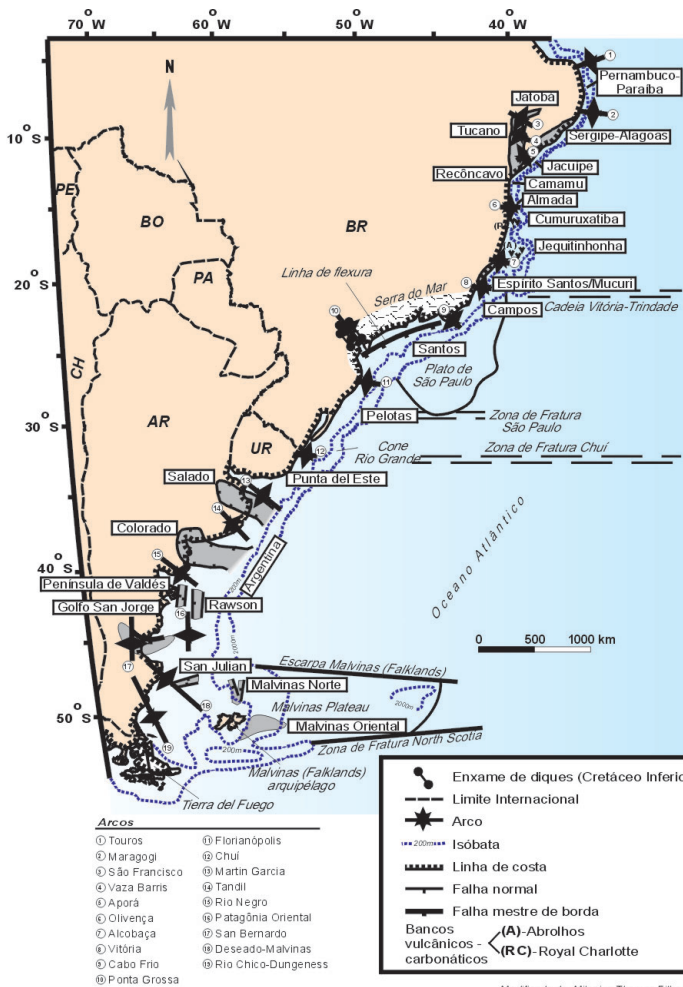


Figura III.2 – Mapa de localização do Atlântico Sul. (a) Mapa geomorfológico do Oceano Atlântico, ilustrando principais feições tectônicas. (b) Reconstrução tectônica das bacias sedimentares na configuração pré-deriva continental

Figure III.2 – Location map of the South Atlantic. (a) Geomorphologic map of the Atlantic Ocean, illustrating the main tectonic elements. (b) Tectonic reconstruction of the sedimentary basins in the pre-drift configuration



(a)



(b)

Figura III.3 – (a) Mapa geológico esquemático da região norte brasileira, mostrando as bacias sedimentares da margem equatorial transformante; e (b) Mapa geológico esquemático da região nordeste, leste, sudeste e sul do Brasil, mostrando as bacias sedimentares da margem continental divergente

Figure III.3 – (a) Schematic geological map of the northern Brazilian region, showing the sedimentary basins along the equatorial transform margin; and (b) Schematic geological map of the northeastern, eastern, southeastern and southern Brazilian regions, showing the sedimentary basins along the divergent margin

Tabela III.1a Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira
 Tabela III.1a Brazilian Continental Margin Sedimentary Basins

| BACIA | AREA (km ²) | LIMITE NORTE | LIMITE SUL | ROCHAS PRE-RIFTE | TECTÔNICA RIFTE | TECTÔNICA SAL - FOLHELHO | VULCANISMO PÓS-RIFTE |
|-------------------------------------|--|--|--|--|---|--|--|
| PELOTAS | 250.000 | Plataforma Florianópolis | Limite territorial (Uruguai) | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico (Bacia do Paraná) | alto ângulo alta rotação falhas antitéticas | Ausente a incipiente (parte norte) cinturão de dobramento | Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal cunhas de SDR |
| SANTOS | 350.000 | Arco de Cabo Frio | Plataforma de Florianópolis | Rochas vulcânicas Cretáceo Inferior | alto ângulo baixa rotação falhas sintéticas e antitéticas bacia sag | Intensa a muito intensa falhas antitéticas diápiros / muralhas de sal | Cabo Frio Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal cunhas de SDR |
| CAMPOS | 120.000 | Arco de Vitória | Arco de Cabo Frio | Rochas vulcânicas Cretáceo Inferior | alto ângulo baixa rotação falhas sintéticas bacia sag | Intensa a muito intensa falhas sintéticas falhas reversas | Cabo Frio Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal cunhas de SDR |
| ESPÍRITO SANTO / MUCURI | 18.000 (emerso) 200.000 (submerso) | Complexo Vulcânico Abrolhos | Arco de Vitória | Rochas vulcânicas Cretáceo Inferior | alto ângulo baixa rotação falhas sintéticas bacia sag | Reduzida (plataforma) intensa (talude) falhas listricas sintéticas | Abrolhos Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal cunhas de SDR |
| CUMURUXATIBA | 7.000 (emerso) 14.000 (submerso) | Complexo Vulcânico Royal Charlotte | Complexo Vulcânico Abrolhos | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | baixo ângulo alta rotação falhas sintéticas bacia sag | Reduzida (plataforma) intensa no talude faixas extensionais e compressionais | Royal Charlotte Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal cunhas de SDR |
| JEQUITINHONHA CAMAMU-ALMADA JACUIPE | 3.000 (emerso) 30.000 (submerso) | Alto de Jacuípe | Complexo Vulcânico Royal Charlotte | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | baixo ângulo alta rotação falhas sintéticas bacia sag | Reduzida (plataforma) intensa no talude faixas extensionais e compressionais | Royal Charlotte Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal cunhas de SDR |
| SERGIPE/ ALAGOAS | 13.000 (emerso) 40.000 (submerso) | Alto de Maragoj | Alto de Jacuípe | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | baixo ângulo alta rotação falhas sintéticas | Reduzida a pouco intensa na plataforma | Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal cunhas de SDR |
| PERNAMBUCO/ PARAÍBA | 9.000 (emerso) 30.000 (submerso) | Alto de Touros | Alto de Maragoj | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | alto ângulo baixa rotação falhas sintéticas | Reduzida a pouco intensa na plataforma | Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal zonas de fraturas |
| POTIGUAR | 24.000 (emerso) 36.000 (submerso) | (Limite oeste) Alto de Fortaleza | (Limite leste) Alto de Touros | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | alto ângulo baixa rotação | Tectônica de folhelho cinturão de dobramento | Diques E-W (onshore) vulcânicas próximo do limite crustal |
| CEARÁ | 1.000 (emerso) 30.000 (submerso) | (Limite oeste) Alto de Tutóia | (Limite leste) Alto de Fortaleza | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | baixo ângulo falhas reversas falhas com deslocamento horizontal | Tectônica de folhelho reduzida cinturão de dobramento | Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal zonas de fraturas |
| BARREIRINHAS | 10.000 (emerso) 30.000 (submerso) | (Limite oeste) Plataforma de Ilha de Santana | (Limite leste) Alto de Tutóia | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | Alto ângulo baixa rotação falhas sintéticas | Tectônica de folhelho intensa cinturão de dobramento | Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal zonas de fraturas |
| PARÁ-MARANHÃO | 26.000 (0 - 400 m) 24.000 (> 400 m) | (Limite oeste) Plataforma de Ilha de Santana | (Limite leste) Plataforma de Ilha de Santana | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | Alto ângulo baixa rotação falhas sintéticas | Tectônica de folhelho intensa cinturão de dobramento | Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal zonas de fraturas |
| FOZ DO AMAZONAS | 350.000 (submerso) | (Limite oeste) Platô de Demerara | (Limite leste) Plataforma de Ilha de Santana | Sedimentos Mesozóico | alto ângulo alta rotação falhas normais sintéticas | Tectônica de folhelho intensa cinturão de dobramento | Intrusões vulcânicas próximo do limite crustal zonas de fraturas |

Tabela III.1b Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira – Riftes Abortados
 Tabela III.1b Brazilian Continental Margin Sedimentary Basins – Aborted Rifts

| BACIA | ÁREA (km ²) | LIMITE NORTE | LIMITE SUL | ROCHAS PRÉ-RIFTE | TECTÔNICA RIFTE | TECTÔNICA SAL - FOLHELHO | VULCANISMO PÓS-RIFTE |
|--------------------|-------------------------|---|--|----------------------------------|---|--------------------------|--|
| TACUTU | 12.500 | Linha de charneira Mau | Falha mestre Lethem | Rochas vulcânicas Jurássico | alto ângulo alta rotação falhas sintéticas e antitéticas | incipiente | ausente |
| CASSIPORÉ | 30.000 | Platô Demerara | Plataforma do Pará | Rochas do Mesozóico | alto ângulo alta rotação falhas antitéticas | ausente | Intrusões locais diques ígneos |
| MARAJÓ | 40.000 | Plataforma do Pará (W) | Plataforma paleozóica Bacia do Parnaíba | Rochas do Paleozóico | alto ângulo baixa rotação falhas sintéticas e antitéticas | ausente | Intrusões locais |
| BRAGANÇA - S. LUÍS | 25.000 | Rochas do Pré-cambriano | rochas paleozóicas Bacia do Parnaíba | Rochas do Paleozóico | alto ângulo alta rotação falhas sintéticas e antitéticas | ausente | Basaltos do Cretáceo Inferior |
| JACAÚNAS | 1.000 | Plataforma do Ceará | Plataforma do Ceará | Rochas do Pré-cambriano | alto ângulo alta rotação falhas sintéticas e antitéticas | ausente | ausente |
| POTIGUAR | 24.000 | Plataforma de Baraunas | Plataforma Leste | Rochas do Pré-cambriano | alto ângulo alta rotação falhas sintéticas e antitéticas | ausente | Diques de diabásio e rochas vulcânicas |
| JATOBÁ | 5.000 | Falha Ibimirim Lineamento PE-PB | Arco de Vaza-Barris | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | alto ângulo alta rotação falhas sintéticas | ausente | ausente |
| TUCANO | 30.000 | Arco de Vaza-Barris | Rochas do Pré-cambriano granulitos do cinturão Atlântico | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | alto ângulo alta rotação falhas sintéticas | Diápiros de folhelho | ausente |
| RECÔNCAVO | 10.000 | Cráton do São Francisco | Alto de Jacuípe | Sedimentos Paleozóico/ Mesozóico | alto ângulo alta rotação falhas sintéticas | Diápiros de folhelho | ausente |
| BARRA S. JOÃO | 1.000 | (Limite oeste) rochas do Pré-cambriano | (Limite leste) Plataforma de Campos | Rochas vulcânicas Mesozóico (?) | alto ângulo alta rotação falhas sintéticas e antitéticas | ausente | Intrusões alcalinas próximas |
| TAUBATÉ | 3.500 | (Limite norte) falhas Buquira Piedade Pinheiros | (Limite sul) Falhas Jambeiro Fartura | Rochas vulcânicas Mesozóico (?) | alto ângulo alta rotação falhas sintéticas e antitéticas | ausente | Intrusões alcalinas próximas |

A Fig. III.4 mostra um conjunto de mapas derivados da interação de dados aéreos, terrestres, marinhos e de satélite (batimetria e gravimetria). A Fig. III.4a apresenta o mapa batimétrico da margem continental brasileira, a Fig. III.4b apresenta o mapa de anomalias *free-air* e a Fig. III.4c o mapa de anomalias Bouguer. Esses mapas caracterizam as principais feições fisiográficas da margem, em particular, (i) o centro

de espalhamento atual entre a placa sul-americana e a placa africana, localizado muito mais próximo da linha de costa na margem equatorial do que na margem sudeste; (ii) a direção aproximadamente leste-oeste ao longo da margem equatorial, associada a falhamentos transformantes; e (iii) o sistema de riftes da margem leste brasileira, com eixos longitudinais de direção aproximada N-S, aproximadamente ortogonais à

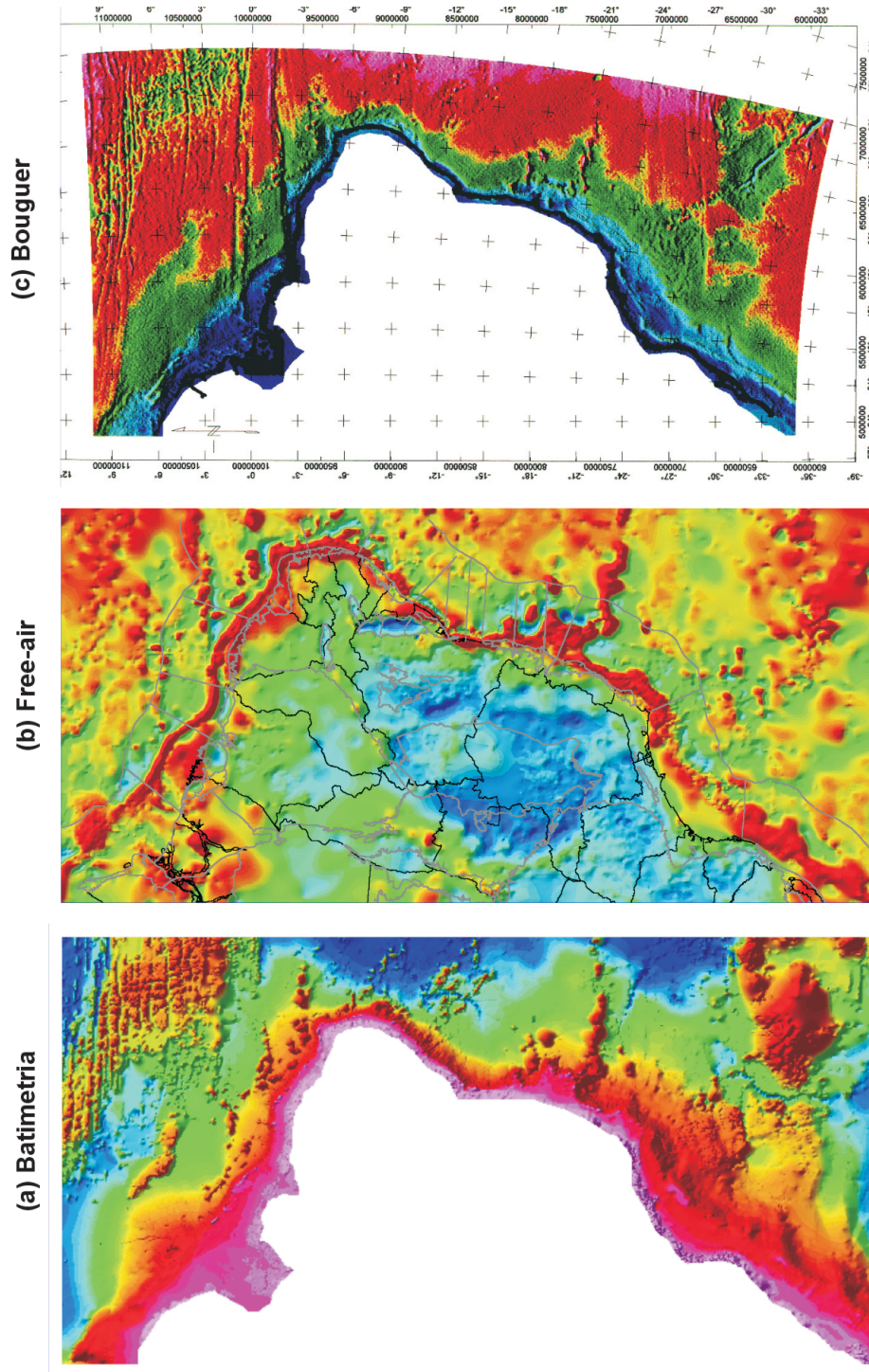


Figura III.4 – (a) Mapa batimétrico da plataforma continental brasileira; (b) Mapa de anomalias Bouguer (região emersa) e *free-air* da plataforma continental brasileira; e (c) Mapa de anomalias Bouguer da plataforma continental brasileira. Sistema de projeção policônica com MC = 54 W, datum WGS 84. Nos mapas gravimétricos as cores quentes (vermelho e laranja) indicam anomalias positivas, e as cores frias (azul e verde) indicam anomalias negativas

Figure III.4 – (a) Bathymetric map of the Brazilian continental platform; (b) Bouguer gravity anomaly (onshore region) and *free-air* gravity anomaly map of the Brazilian continental platform; and (c) Bouguer anomaly map of the Brazilian continental platform. Polyconic projection with Central Meridian = 54°W, datum WGS 84. In the gravity maps, the hot colors (red and orange) indicate positive anomalies, and the cold colors (blue and green) indicate negative anomalies

direção do eixo de espalhamento meso-atlântico. Outras importantes feições geomorfológicas mencionadas por Jinho e Souza (1999) correspondem à Cadeia Vitória-Trindade, o Lineamento de Florianópolis, o Alto do Rio Grande e o Platô de São Paulo, que é caracterizado por uma larga província de diápiros de sal na região sudeste e com estreitamento na direção norte. Os mapas de métodos potenciais permitem caracterizar importantes altos vulcânicos, montes submarinos e diversos lineamentos estruturais que serão discutidos posteriormente. O mapa de anomalia Bouguer também identifica os depocentros da fase rifte (em cores frias, azuladas), a crosta transicional (em tons de verde) e a crosta oceânica (em cores quentes, de vermelho a violeta).

Alves *et al.* (1997) identificam três principais zonas de fraturas na margem leste brasileira: a Zona de Fratura de Martin Vaz, cujo prolongamento para leste vai coincidir com o Monte Almirante Saldanha, a Zona de Fratura do Rio de Janeiro, cujo prolongamento para oeste vai coincidir com o lineamento de alcalinas na região de Cabo Frio (Sadowski e Dias Neto,

1981), e a Zona de Fratura de Rio Grande – Lineamento de Florianópolis, que separa as bacias de Santos e Pelotas.

As bacias de Santos e Campos estão localizadas no Platô de São Paulo, a mais importante feição fisiográfica da margem sudeste brasileira (Ponte *et al.* 1977; Ponte e Asmus, 1978; Ponte *et al.* 1980; Asmus, 1982; Kowsmann *et al.* 1982; Palma 1984). A Fig. III.5 mostra um mapa de detalhe da batimetria e da topografia continental da região leste-sudeste do Brasil, destacando algumas das principais feições morfológicas e tectônicas já referidas, particularmente os lineamentos vulcânicos que adentram a região de crosta oceânica, como o Alto do Rio Grande e a cadeia Vitória-Trindade.

Uma das principais feições observadas no Atlântico Sul corresponde ao alinhamento NW que se estende desde a região continental (como Alto do Paranaíba, separando as Bacias do Paraná e São Francisco, Cordani *et al.* 1984), e atinge a região da plataforma continental nas proximidades do Alto de Cabo Frio, entre as bacias de Santos e Campos (Fig. III.6). Esse lineamento (designado como Cruzeiro do Sul, Souza *et al.*

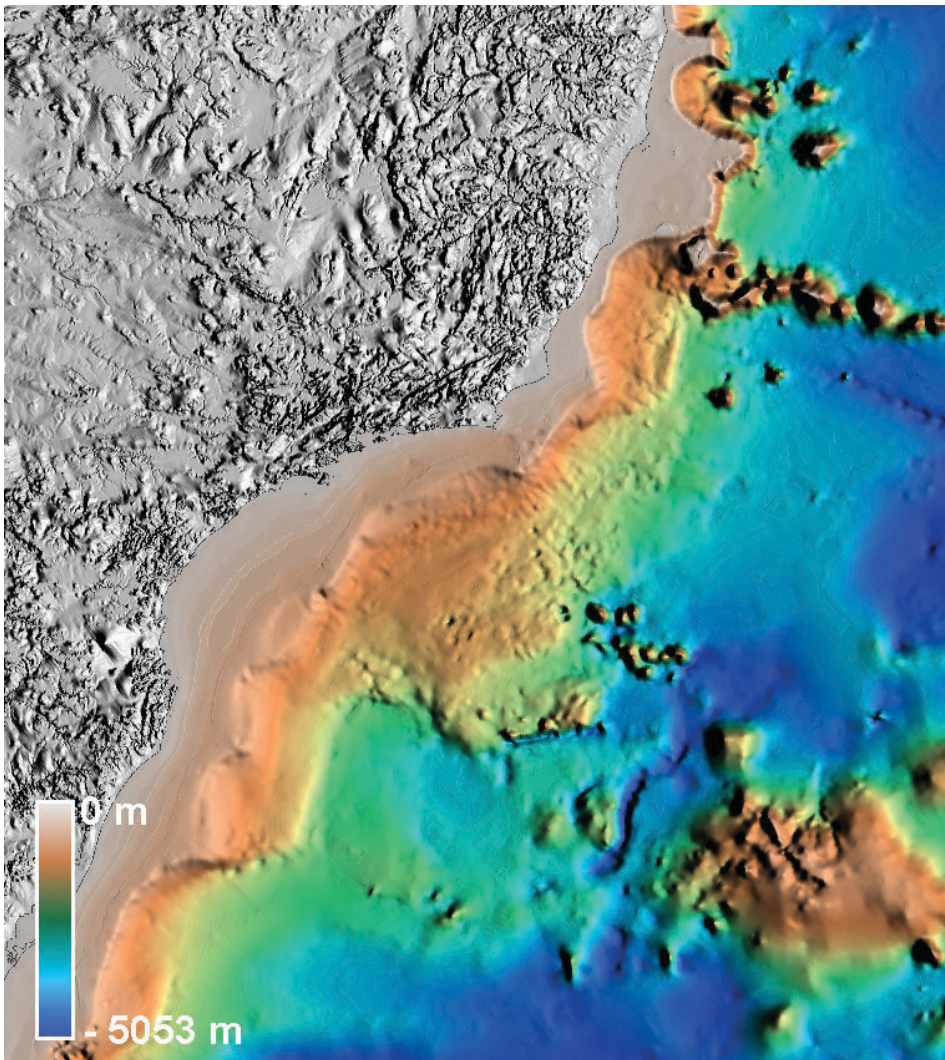


Figura III.5 – Mapa topográfico-batimétrico com principais feições geomorfológicas da região sudeste brasileira

Figure III.5 – Topographic-bathymetric map with main geomorphological features of the southeastern Brazilian region

e Palma, 2001). Na margem equatorial também ocorrem lineamentos de intrusões vulcânicas relacionados à Cadeia Fernando de Noronha e às zonas de falhas transformantes de Romanche e São Paulo. Nesses lineamentos ocorrem vários montes submarinos ou afloramentos na forma de ilhas vulcânicas (Sichel *et al.* 2001).

Na margem leste-sudeste (Platô de São Paulo) a tectônica de sal foi responsável pela formação de mini-bacias e grábens de evacuação de sal, expressos na batimetria como irregularidades deprimidas no fundo do mar, enquanto intrusões ígneas e massas vulcânicas (*e.g.*, Monte Submarino Almirante Saldanha na Bacia de Campos e Monte Submarino Jean Charcot na Bacia de Santos) produzem contornos circulares positivos na batimetria (Fig. III.5 e Fig. III.6).

Evolução geodinâmica da margem continental

O modelo geral adotado para a formação das bacias da margem continental e do Oceano Atlântico baseia-se em conceitos tectonofísicos propostos por McKenzie (1978), que admite um estiramento litosférico e afinamento da crosta e litosfera, durante a fase ríft, e, posteriormente, uma fase de subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica da astenosfera. O estiramento litosférico que resultou no afinamento crustal e subida do manto é caracterizado por refletores profundos imageados na base da crosta, como, por exemplo, na região oeste da Bacia de Campos (Mohriak *et al.* 1990b).

O afinamento crustal é bem calibrado por dados sísmicos e de métodos potenciais. Os dados de anomalia *free-air* mostram uma faixa de anomalias gravimétricas positivas (até 80 mGal) na região da plataforma continental da margem sudeste, próximo ao limite pré-Aptiano das bacias de Santos e Campos (Mohriak *et al.* 1990b). Essa feição coincide com a ocorrência de feições antiformais na base da crosta, interpretadas como associadas a afinamento litosférico e subida do manto ou aprisionamento de material ultrabásico na base da crosta (*underplating*). Localmente, o soerguimento inicial da descontinuidade de Mohovicic - Moho coincide com a falha de borda dos ríftes marginais (Mohriak *et al.* 1990b, Meisling *et al.* 2001), enquanto em outras regiões o soerguimento da Moho ocorre em águas profundas (*e.g.*, Sergipe-Alagoas, Mohriak *et al.* 1995a). Exemplos de linhas sísmicas profundas mostrando estruturas crustais que marcam a transição para o manto superior podem ser analisadas em Mohriak *et al.* (1990b), Mohriak *et al.* (1998b), Mohriak *et al.* (2000), Bassetto *et al.* (2000) e Gomes *et al.* (2000).

Modelos Evolutivos

O estudo da evolução tectono-sedimentar das bacias sedimentares do Atlântico Sul tem recebido importante contribuição de modelos conceituais derivados de observações geológicas e geofísicas de outras bacias sedimentares. As bacias de margem divergente e transformante brasileira são caracterizadas por uma seqüência evolutiva que apresenta algumas semelhanças e diferenças quando são comparadas com bacias análogas em diferentes províncias do Oceano Atlântico (Cainelli e Mohriak, 1999a). Entretanto, em linhas gerais, a evolução das bacias de margem continental segue uma seqüência de eventos que permite a proposição de modelos geodinâmicos no contexto da tectônica de placas que pode ser útil na avaliação de seu potencial exploratório.

Modelos evolutivos da margem divergente

A evolução seqüencial do Atlântico Sul, em sua margem divergente, é marcada por cinco principais fases com diferentes padrões de tectônica e sedimentação (Cainelli e Mohriak, 1998; Cainelli e Mohriak, 1999b). A primeira fase é marcada pelo início de processos extensionais, que subseqüentemente levaram à separação entre os continentes sul-americano e africano. O modelo conceitual para esta fase admite um pequeno soerguimento astenosférico e um afinamento litosférico regionalmente distribuído, com falhas incipientes na crosta superior controlando depocentros locais associados a uma deposição sedimentar ampla e pouca espessa (Fig. III.7a).

O início da fase seguinte, que é caracterizada por um aumento do estiramento litosférico, coincide com extrusão de lavas basálticas, logo seguida por grandes falhas afetando a crosta continental e resultando na formação de semi-grábens (Fig. III.7b), que são preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos (Neocomiano-Barremiano). Ao final do episódio de ríftamento, há um novo aumento da extensão litosférica, que é marcado por grandes falhas que rotacionam os blocos de ríft anteriormente formados (Fig. III.7c), sendo então cobertos por sedimentos menos rotacionados. O centro de espalhamento meso-Atlântico, responsável pela injeção de crosta oceânica, provavelmente intrude a crosta ao final dos episódios de ríftamento, e, em algumas bacias, as primeiras manifestações de espalhamento oceânico estão associadas a vulcanismo sub-aéreo, responsável pela formação de espessas cunhas de refletores mergulhantes para o mar (*seaward-dipping reflectors* – SDR), conforme observado em linhas sísmicas regionais (Hinz, 1981; Mutter *et al.* 1982; Mutter, 1985; Mohriak *et al.* 1995a).

O possível mecanismo para este episódio envolve a focalização do estiramento litosférico, anteriormente distribuído

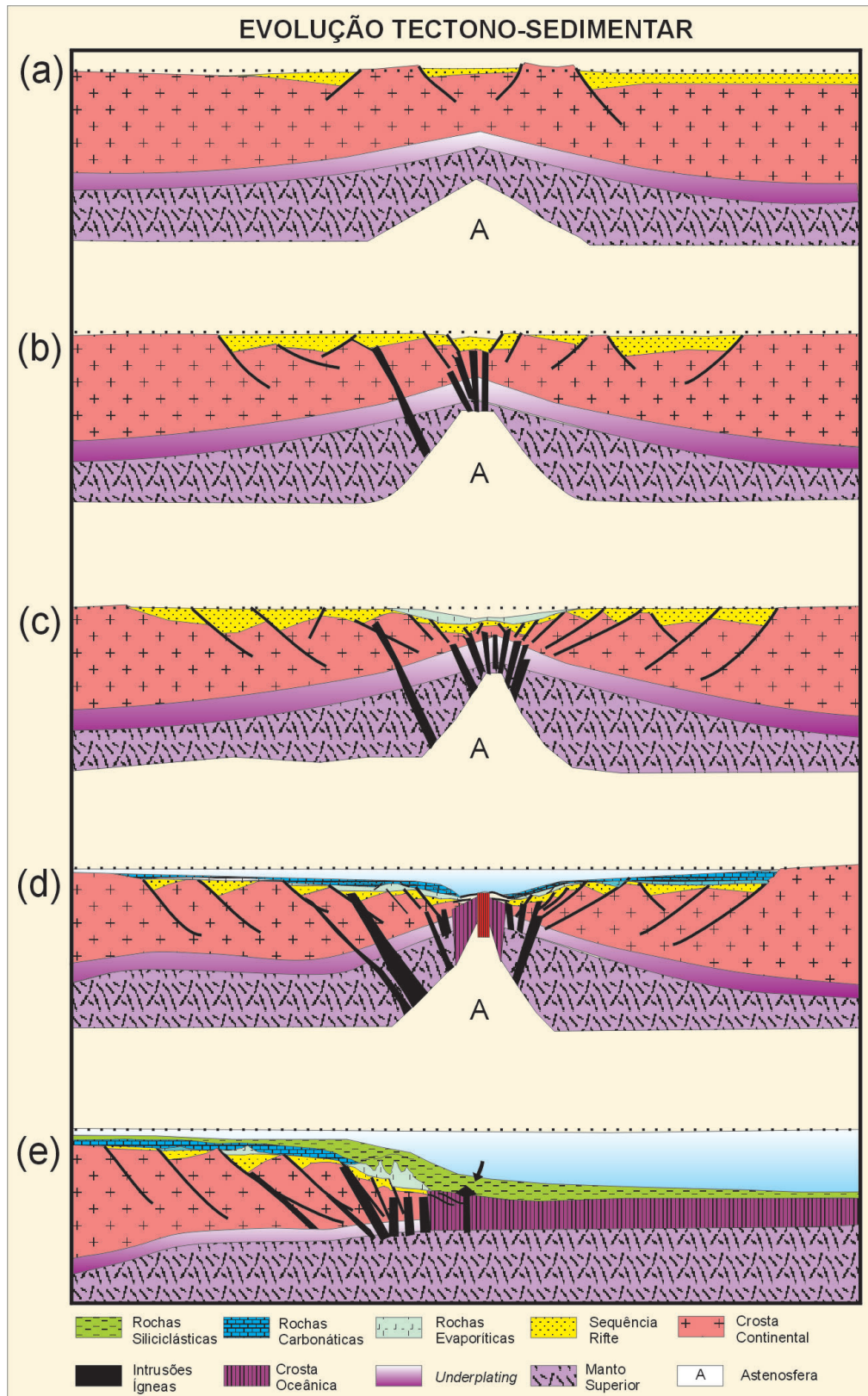


Figura III.7 – Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente

Figure III.7 – Schematic geodynamic model of the divergent continental margin

em ampla área na região do rifte, para um centro de espalhamento localizado na cordilheira meso-atlântica (Harry e Sawyer, 1992). Esta fase é também associada com episódios de magmatismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas e erosão de blocos de rifte por uma discordância regional que arrasa a topografia anterior e separa ambientes de deposição tipicamente continental (lacustrino e fluvial) de ambientes transicionais e marinhos (Fig. 7d).

Sobre essa discordância angular e abaixo de sedimentos da seqüência transicional evaporítica, algumas bacias registram uma espessura significativa de sedimentos aptianos, pouco afetados por falhas, que constituem uma seqüência sedimentar do estágio final de rifte (*sag basin*) e que localmente podem dar origem a rochas geradoras de hidrocarbonetos (Henry e Brumbaugh, 1995). Essa seqüência é coberta por sedimentos evaporíticos no Aptiano Superior, e subseqüentemente, a sedimentação torna-se predominantemente carbonática, com o período Albiano dominado por plataformas de águas rasas. Ao fim desse intervalo, adentrando no Cenomaniano e Turoniano, ocorre um aumento de paleobatimetria, terminando

a deposição carbonática e resultando na acumulação de sedimentos marinhos de águas profundas (Fig. 7e). Ao final do Cretáceo a margem sudeste é afetada por maciço aporte sedimentar relacionado ao soerguimento da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, resultando em notável progradação de siliciclásticos, formando grandes cunhas sedimentares que avançam na direção da quebra de plataforma e forçando uma regressão marinha. Esses episódios são também associados a reativações de falhas do embasamento e a episódios magmáticos (Cainelli e Mohriak, 1998).

Modelos evolutivos da margem transformante

Três principais estágios podem ser caracterizados na margem equatorial do Atlântico Sul: pré-transformante, sin-transformante e pós-transformante (Masclé e Blarez, 1987; Masclé *et al.* 1997; Matos, 2000; Bird, 2001).

A Fig. III.8 mostra esquematicamente a separação da placa sul-americana da placa africana por meio de falhas transformantes, condicionando diferentes estágios evolutivos

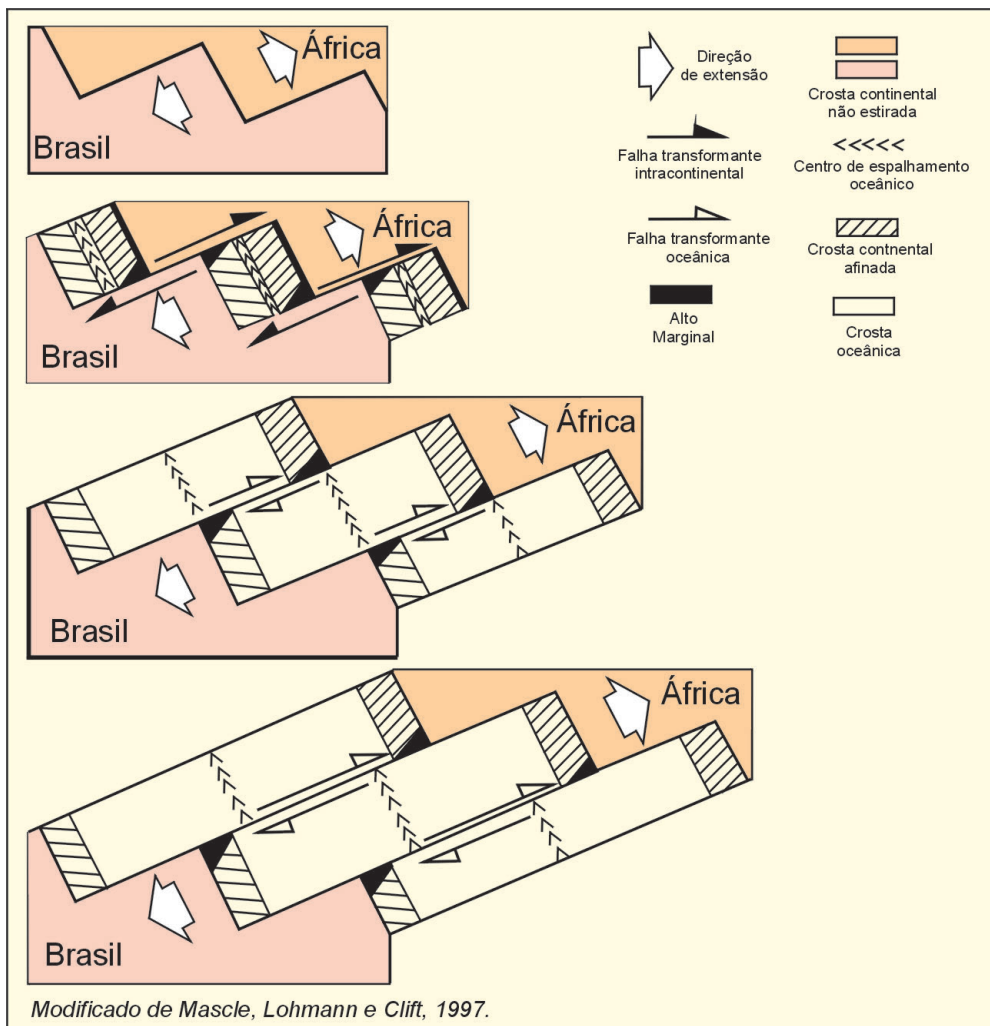


Figura III.8 – Modelo geodinâmico esquemático da margem continental transformante

Figure III.8 – Schematic geodynamic model of the transform continental margin

das bacias sedimentares. O primeiro estágio inclui a fase de sedimentação pré-transtensão (pré-Barremiano) e a fase sin-transtensão (Barremiano a Aptiano), quando esforços transtensionais criaram uma série de depocentros com direção NW–SE, dispostos *en-echelon* (Matos, 1999a).

O estágio sin-transformante (Albiano a Cenomaniano) inclui segmentos dominados por transtensão com cisalhamento puro (falhamentos extensionais normais), limitados por zonas cisalhantes discretas, como em Barreirinhas, e regiões dominadas por cisalhamento do tipo *wrench*, com transtensão e transpressão. No segmento entre Piauí e Ceará–Acarauá observam-se grandes feições compressionais, como falhas de empurrão, resultados do encurtamento crustal e do soerguimento dos sedimentos dos depocentros anteriormente formados. A fase sin-transformante também apresenta uma fase de margem transformante passiva, quando ocorre contato entre crosta continental e crosta oceânica por meio de uma falha transformante ativa.

O estágio pós-transformante é caracterizado principalmente pela fase de margem passiva transformante, quando ocorre contato contínuo entre segmentos de crosta oceânica ao longo da falha transformante ativa (Fig. III.8). Essa fase é marcada por uma contínua subsidência e sedimentação na margem continental, como resultado do resfriamento e contração térmica da litosfera (Matos, 1999b).

Feições tectônicas crustais e evolução geodinâmica

Neste item serão discutidas algumas feições tectônicas crustais, como a caracterização da descontinuidade de Mohorovicic, falhas crustais, cunhas de refletores mergulhantes para o mar (*SDR*) e transição de crosta continental para crosta oceânica. Será também discutida a evolução cronológica do rifteamento continental e sua evolução para a formação de crosta oceânica.

A Fig. III.9 mostra uma seção sísmica na porção noroeste da Bacia de Campos, com proeminentes refletores sísmicos profundos observados na parte inferior da seção. Esses refletores profundos aparentemente marcam a transição de uma crosta média a inferior, composta por rochas granulíticas do embasamento pré-cambriano, com assinatura sísmica mais transparente, para uma crosta inferior mais refletiva, com topo entre 7 e 8 s (tempo de trânsito duplo). Esses fortes refletores sísmicos provavelmente estão associados a contrastes de impedância entre tipos litológicos distintos, com uma transição para rochas ultrabásicas (material de *underplating*) ou para peridotitos do manto superior (Meissner, 2000). Esse sistema de refletores sísmicos estende-se para 9s a 10s (tempo de trânsito duplo) na região de águas profundas, quando ocorre amalgamento com refletores da descontinuidade de Mohovicic em crosta oceânica, conforme

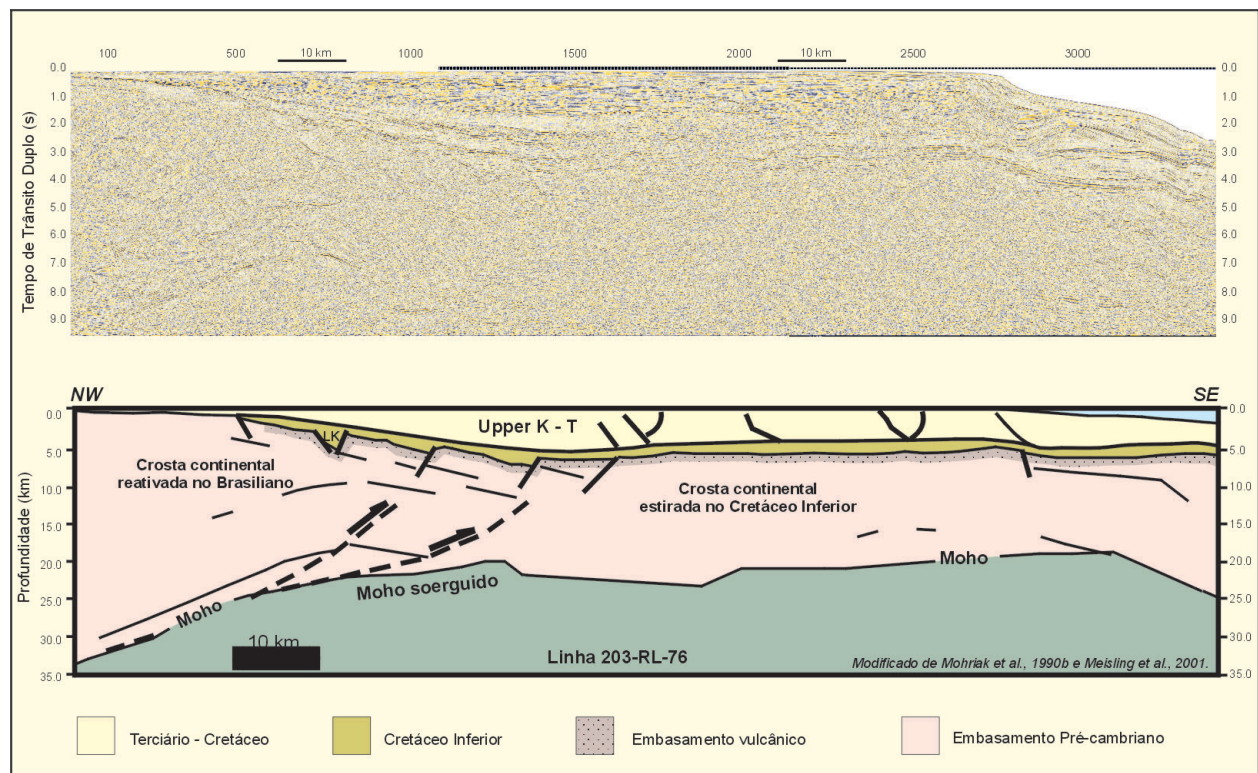


Figura III.9 – Seção geológica esquemática ao longo da Bacia de Campos, com modelo de arquitetura crustal

Figure III.9 – Schematic geological section along the Campos Basin, with crustal architecture model

sugerido para a Bacia Sergipe–Alagoas (Mohriak *et al.* 1998b).

Linhas sísmicas com resolução profunda adquiridas nas bacias de Campos, Santos e Espírito Santo, particularmente na região da plataforma continental, imageiam estruturas antiformais na base da crosta, as quais são interpretadas como soerguimento do Moho devido ao estiramento litosférico e ao afinamento crustal (McKenzie, 1978; Mohriak *et al.* 1990b; Meisling *et al.* 2001) ou à acumulação de material de *underplating* (Furlong e Fountain, 1986; Mohriak *et al.* 1990b). Em algumas bacias (*e.g.*, Sergipe–Alagoas e Espírito Santo) esse refletor é imageado na base da crosta inferior ou na interface entre crosta média e crosta inferior, marcando um forte contraste de impedância que parece coincidir com uma região ou superfície de descolamento para as grandes falhas do rifte, que provavelmente está associada a mudanças de comportamento geológico, com transição de crosta rúptil para crosta dúctil (Meissner, 2000).

O estiramento litosférico que levou à ruptura do Gondwana e à formação do Atlântico Sul iniciou-se no Mesozóico e culminou com a formação de crosta oceânica no Cretáceo Inferior (Rabinowitz e LaBrecque, 1979; Müller *et al.* 1997), embora haja algumas evidências de rifteamento no Triássico–Jurássico, tanto na extremidade norte da margem divergente da placa sul-americana (reflexo da separação entre as placas do noroeste da África e da região leste da placa norte-americana) quanto na extremidade sul da placa sul-americana (na região da Argentina). O clímax do rifteamento deu-se no intervalo Jurássico Superior–Cretáceo Inferior, coincidente ou logo após a formação de lavas basálticas (Rabinowitz e LaBrecque, 1979; Conceição *et al.* 1988; Chang *et al.* 1992; Davison, 1999; Karner, 2000).

Embora a idade dos sedimentos sinrifte mais antigos ainda não seja bem caracterizada em várias bacias, por estarem muito profundos (*e.g.*, Bacia de Santos ou Tucano Central), os modelos geodinâmicos indicam que o rifteamento do Atlântico Sul foi iniciado ao sul (Argentina) e propagou-se para o norte como na abertura de um zíper (Rabinowitz e LaBrecque, 1979; Figueiredo, 1985; Szatmari *et al.* 1985; Conceição *et al.* 1988; Davison, 1999; Jackson *et al.* 2000).

A ruptura da massa continental na margem nordeste brasileira é caracterizada por uma fase inicial de incipiente subsidência com sedimentos continentais lacustrinos e fluviais depositados durante o Jurássico Superior–Cretáceo Inferior (aproximadamente 140–130 Ma), associados a bacias de subsidência interior (*sag basins*) que constituem a megasseqüência pré-rifte (Garcia, 1991). Na margem sudeste–sul, entre as bacias de Santos e Pelotas, as fases iniciais de subsidência estão associadas a derrames de basaltos tholeiíticos equivalentes aos basaltos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (Cainelli e Mohriak, 1998).

Na margem equatorial, na região limítrofe com as Guianas, há evidências de magmatismo e rifteamento no Jurássico (entre

220 e 160 Ma, aproximadamente), formando bacias sedimentares abortadas, relacionadas ao rifteamento do Atlântico Norte, cujas idades de vulcânicas também precedem o vulcanismo do Cretáceo Inferior comumente observado na margem leste brasileira (Conceição *et al.* 1988; Milani e Thomaz Filho, 2000). O processo de rifteamento foi novamente retomado com a abertura da margem equatorial, no Cretáceo Inferior (entre 140 e 130 Ma), com idades mais jovens de rifteamento à medida que se avança para leste na direção da Bacia de Pernambuco–Paraíba, atingindo idades entre 135 e 115 Ma (Conceição *et al.* 1988).

O limite cronológico superior dos falhamentos da fase rifte é marcado pela discordância da ruptura continental do Gondwana. Essa discordância é frequentemente designada como *break-up unconformity* (Falvey, 1974; Falvey e Middleton, 1981) e marca o início de uma fase de quiescência tectônica, baseada na ausência de atividade expressiva em falhas envolvendo o embasamento e na reduzida atividade sintectônica controlando deposição de sedimentos pré-sal. O término da fase rifte é diácrona ao longo da margem continental, terminando no Aptiano Inferior a Aptiano Médio na margem sudeste e atingindo o Albiano e até mesmo Cretáceo Superior na margem nordeste (Matos, 1992).

Os derrames basálticos da Formação Serra Geral (equivalente às lavas Etendeka na Namíbia) são interpretados como resultado da passagem da pluma termal ou ponto quente de Tristão da Cunha, durante os estágios precursores ou iniciais do rifteamento (Turner *et al.* 1996; White e McKenzie, 1989; Jackson *et al.* 2000). O enxame de diques da Bacia do Paraná é bem evidente em mapas de anomalias magnéticas e forma os canais alimentadores dos derrames basálticos. Particularmente ao longo dos estados de Santa Catarina e Paraná, os diques apresentam direção NW–SE e estão associados a arcos regionais, como o de Ponta Grossa, e provavelmente exerceram importante papel na acomodação dos esforços extensionais entre a região a sul da Bacia de Santos, com crosta oceânica formada, e o segmento de crosta continental ainda em rifteamento, mais ao norte (Conceição *et al.* 1988; Macedo, 1989). Outros diques, com direções NE–SW, formam um sistema quase que perpendicular ao enxame anterior. Esses diques ocorrem ao longo da borda continental das bacias de Santos e Campos, particularmente ao longo dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Os diques têm sido datados no intervalo 133–129 Ma pelo método Ar–Ar e são aproximadamente contemporâneos com os derrames de basaltos tholeiíticos da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral) e da margem continental (Renne *et al.* 1992; Turner *et al.* 1994; Misuzaki *et al.* 2002).

Mapas tectônicos com as principais feições da Bacia de Santos (*e.g.*, Fig. III.6) caracterizam a linha de charneira sub-paralela à linha de costa, com uma notável inflexão leste–oeste na parte norte, zonas de fraturas oceânicas de direção

leste-oeste, alinhamentos de vulcânicas em crosta oceânica e em crosta continental, e zonas de transferência de direção NW. Na região de Cabo Frio observa-se um expressivo lineamento de direção NW-SE, estendendo-se para crosta oceânica, caracterizando uma zona de cisalhamento designada Cruzeiro do Sul (Souza *et al.* 1993; Cainelli e Mohriak, 1998). Ao sul da Bacia de Santos caracterizam-se cadeias vulcânicas provavelmente relacionadas a altos vulcânicos pós-rifte, interpretados em crosta continental (*e.g.*, cadeia Avedis, Demercian e Szatmari, 1999) ou a propagadores oceânicos (*e.g.*, cadeia Abimael, Mohriak 2001), interpretados como centros de espalhamento ativos durante a formação de crosta proto-oceânica e posteriormente abortados (Kumar e Gamboa, 1979; Mohriak, 2001, Meisling *et al.* 2001).

O Platô de São Paulo apresenta em sua maior parte um substrato de crosta continental (Kowsmann *et al.* 1982; Guimarães *et al.* 1982; Macedo, 1989; Severino e Gomes, 1991; Gomes *et al.* 1993, Souza *et al.* 1993). Entretanto, a extensão das estruturas do rifte na região da província de diápiros e muralhas de sal em águas profundas não é calibrada por poços exploratórios. Alguns estudos tectônicos na bacia têm questionado interpretações anteriores que prolongavam o rifte além do limite do sal, até a Zona de Fratura de Rio Grande ou

Lineamento de Florianópolis (*e.g.*, Kowsmann *et al.* 1982; Macedo, 1989; Dias, 1993). Entretanto, em trabalhos recentes (Gladzenko *et al.* 1997; Bassetto *et al.* 2000; Mohriak, 2001), a análise de linhas sísmicas regionais indica que o limite do sal e limite crustal podem ser caracterizados por um complexo extrusivo pós-rifte, relacionado à implantação de crosta proto-oceânica.

Duas interpretações opcionais podem ser consideradas como modelos conceituais para a extensão do rifte na região de águas profundas da Bacia de Santos (Fig. III.10). Macedo (1989) sugere que a margem sudeste brasileira teria sido afetada por uma pluma do manto que geraria uma anomalia térmica precedendo o rifteamento e, portanto, teria um comportamento mais dúctil durante o estiramento litosférico. A Zona de Transferência de Florianópolis (Fig. III.6 e Fig. III.10) ter-se-ia comportado como uma descontinuidade crustal que separaria regiões com taxas de extensão diferentes (maior no sul e menor no norte, próximo do pólo de rotação que estaria localizado na região nordeste). Nesse modelo, o rompimento da crosta se daria com implantação de centros de espalhamento inicialmente na Bacia de Pelotas, enquanto na Bacia de Santos haveria a continuidade do regime distensivo. Cande e Rabinowitz (1979) apresentaram mapas regionais

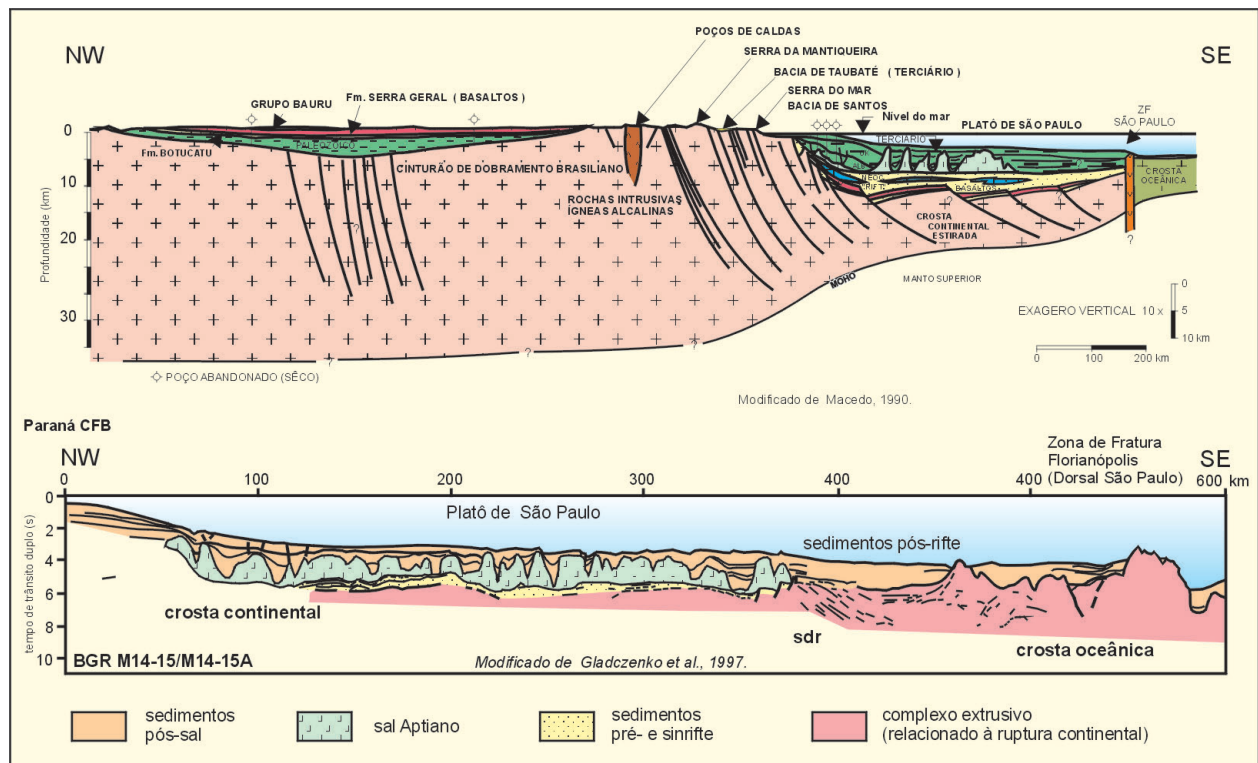


Figura III.10 – Modelos opcionais para o rifte da Bacia de Santos em águas profundas. (a) ocorrência de sedimentação do rifte desde a região de diápiros de sal até a região da Zona de Fratura de Florianópolis; e (b) ocorrência de complexo vulcânico extrusivo associado à formação de crosta oceânica entre a província de diápiros de sal e a Zona de Fratura de Florianópolis

Figure III.10 – Alternative models for the Santos Basin rift in the deep water region. (a) presence of syn-rift sediments in the region extending from the salt diapir province towards the Florianópolis Fracture Zone; and (b) presence of extrusive volcanic complex associated with the formation of oceanic crust between the salt diapir province and the Florianópolis Fracture Zone

magnéticos da margem sudeste brasileira e aventaram a possibilidade de um centro de espalhamento abortado localizado na zona axial do Platô de São Paulo, com direção NNE. Macedo (1989), Gomes (1992) e Dias (1993), entretanto, interpretam que todo o Platô seria de natureza continental. Trabalhos recentes de Karner (2000), Meisling *et al.* (2001) e Mohriak (2001) contribuem com dados e interpretações que enfatizam a ocorrência de feições oceânicas na região anteriormente interpretada como crosta continental.

Observa-se na região sudeste brasileira uma grande anomalia gravimétrica triangular na porção sul da Bacia de Santos, caracterizada por ausência de camadas de sal e aumento de batimetria, e na porção norte, por altos vulcânicos alinhados na direção NE–SW, formando cadeias vulcânicas (Demercian, 1996, Demercian e Szatmari, 1999) ou propagadores oceânicos (Mohriak, 2001).

O modelo de implantação de centros de espalhamento por propagadores oceânicos (Manighetti *et al.* 1998) caracteriza uma evolução tectônica bem mais complexa que modelos baseados em estiramentos litosféricos diferenciais (Leyden, 1976) e afinamento da crosta com sedimentos sinrifte limitados pelas zonas de fraturas oceânicas (Macedo, 1989). Nessa interpretação, várias anomalias gravimétricas e batimétricas

podem ser associadas com intrusões ígneas puntiformes (Bonatti, 1985) que se estendem desde a Bacia de Pelotas até a parte sul da Bacia de Santos, formando vários centros vulcânicos associados ao propagador oceânico da cadeia Abimael, ativo na Bacia de Pelotas, enquanto na Bacia de Santos a fase sinrifte ainda estava em desenvolvimento (Mohriak, 2001). Subseqüentemente, os centros de espalhamento foram abortados e os propagadores avançaram em direção norte, com deslocamentos dextrais *en-echelon* (Mohriak, 2001). A leste dos centros de espalhamento oceânico, as anomalias gravimétricas e os dados sísmicos indicam uma região de crosta proto-oceânica, com difrações hiperbólicas no topo da camada 2 (abaixo dos sedimentos), sugerindo tratar-se de derrames de basaltos.

Na porção centro-sul da Bacia de Santos destaca-se também uma grande anomalia batimétrica e gravimétrica (Fig. III.5), com uma geometria romboédrica, que também tem expressão regional nos mapas de anomalias magnéticas (Mohriak, 2001). Essa feição está associada a um alto de embasamento onde sedimentos sinrifte diminuem de espessura ou estão aparentemente ausentes (por não-deposição ou por erosão), e mesmo as seqüências pós-sal apresentam afinamento na direção do ápice estrutural, indicando repetidas

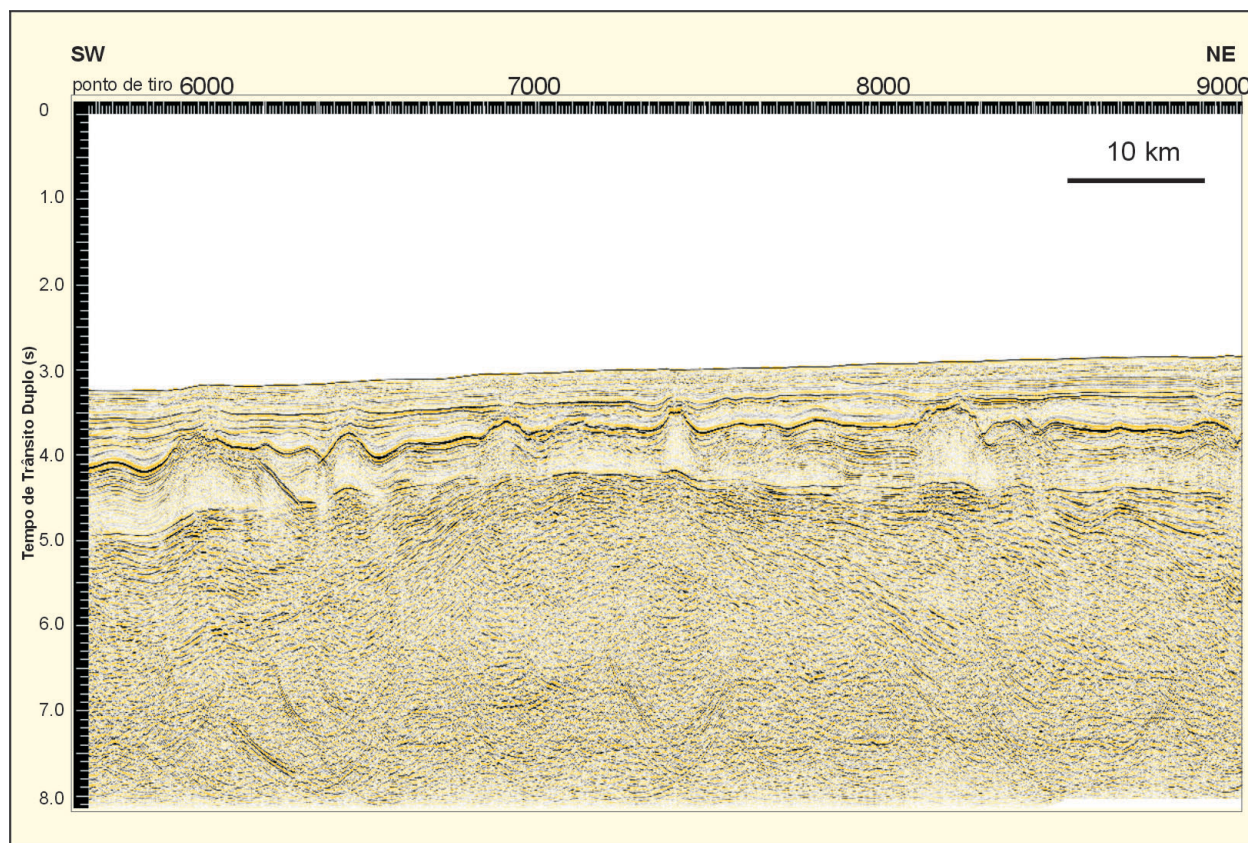


Figura III.11 – Alto externo na parte centro-sul da Bacia de Santos, com refletores divergentes no ápice de estrutura antiformal dômica

Figure III.11 – Outer high in the central-southern region of the Santos Basin, with divergent reflectors in the apex of an antiformal dome structure

reativações tectônicas afetando seqüências estratigráficas desde o Aptiano até o Cretáceo Superior (Fig. III.11).

Na direção da plataforma de Florianópolis, estratos pré-sal ficam com assinatura sísmica distinta da assinatura observada em depocentros como na região norte da Bacia de Santos ou na parte central da Bacia de Campos. Williams e Hubbard (1984) interpretaram que os estratos sub-sal seriam predominantemente vulcânicos devido à proximidade da pluma de Tristão da Cunha.

A caracterização de uma transição de crosta continental para crosta oceânica a sul da zona de fratura de Florianópolis está relacionada a um importante baixo estrutural tanto a nível de batimetria atual quanto a nível de embasamento e também corresponde ao término da bacia evaporítica (Kowsmann *et al.* 1982; Severino *et al.* 1991). A Fig. III.12 apresenta um segmento de uma linha sísmica na margem

sudeste-sul brasileira, mostrando assinatura das feições vulcânicas associadas à transição entre crosta continental para crosta oceânica.

Formação de crosta proto-oceânica e estruturas em crosta oceânica

O vulcanismo Serra Geral precede o vulcanismo associado às cunhas de refletores mergulhantes para o mar, que estão associadas à inepção de crosta proto-oceânica e desenvolveram-se no intervalo 120–110 Ma, englobando o intervalo anterior e subsequente à deposição dos evaporitos aptianos (Cainelli e Mohriak, 1998). Essas cunhas de refletores mergulhantes para o mar (SDR) são associados aos complexos vulcânicos relacionados à ruptura do Gondwana e formação do centro de espalhamento meso-atlântico e são imageados por levantamentos sísmicos tanto na margem continental

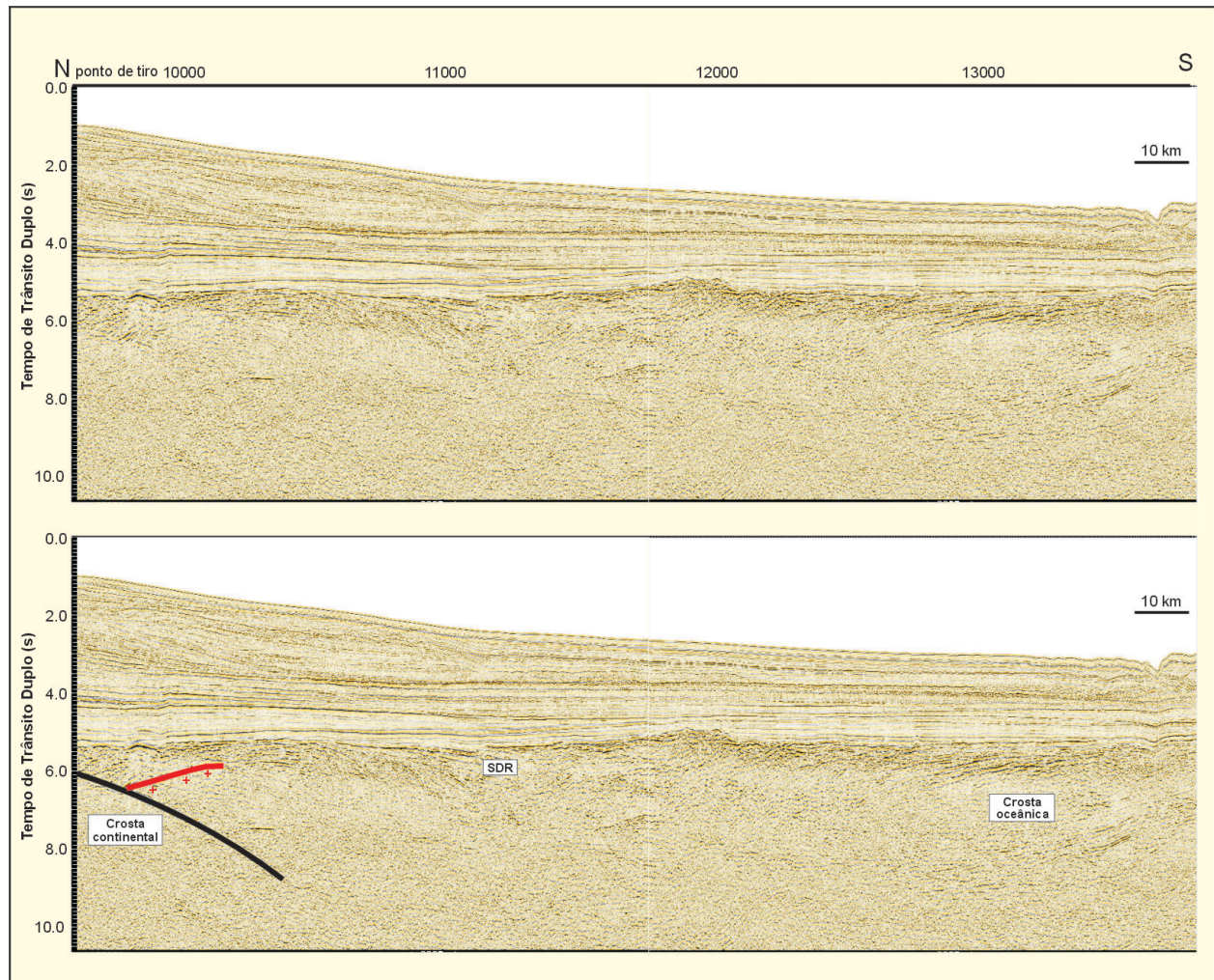


Figura III.12 – Seção sísmica (não-interpretada e com interpretação esquemática) na parte sul da Bacia de Santos – norte de Pelotas, mostrando últimos blocos de rifte rotacionados por falhas de baixo ângulo e transição para crosta oceânica por cunhas de refletores mergulhantes para o mar (SDR)

Figure III.12 – Seismic section (not interpreted and with a schematic interpretation) in the southern part of the Santos Basin – northern part of the Pelotas Basin, showing the outermost rift blocks rotated by low-angle faults, and the transition to oceanic crust by wedges of seaward-dipping reflectors (SDR)

brasileira quanto na margem africana (Hinz, 1981; Mutter, 1985; Gladczenko *et al.* 1997; Mohriak *et al.* 1998b; Talwani e Abreu, 2000; Mohriak, 2001). Dessa forma, esses dois eventos magmáticos relacionados à ruptura do Gondwana formaram rochas vulcânicas com diferentes expressões sísmicas e significados tectônicos distintos (Mohriak *et al.* 1995b; Cainelli e Mohriak, 1998; Bassetto *et al.* 2000).

O rompimento da crosta continental e formação de crosta oceânica foi um processo com notáveis assimetrias no Atlântico Sul. A inserção do centro de espalhamento meso-atlântico, na região sudeste, foi bem mais próxima do limite do rifte na margem africana do que na margem brasileira, resultando ampla extensão do rifte e da bacia evaporítica no lado brasileiro, particularmente no Platô de São Paulo, onde a Bacia de Santos comporta a maior parte do sal aptiano, em detrimento da margem conjugada africana (Leyden, 1976; Szatmari *et al.* 1985; Macedo, 1989; Chang *et al.* 1992; Szatmari, 2000).

A formação de crosta oceânica está relacionada à ocorrência de cunhas de refletores mergulhantes para o mar, que marcam um estágio inicial da abertura do Atlântico, e a fraturas e zonas de falhas transformantes, que separam segmentos do centro de espalhamento, notadamente na margem equatorial brasileira. A Fig. III.12 mostra a expressão dessas feições interpretadas como cunhas de refletores mergulhantes para o mar (SDR), caracterizando crosta proto-oceânica ao sul da zona de Fratura de Florianópolis. A transição da região de SDRs para uma crosta oceânica pura é ilustrada na Fig. III.13, na Bacia do Espírito Santo, caracterizando a típica assinatura sísmica de feições intra-embasamento oceânico, em que se observa o forte contraste de impedância na Moho, marcando a transição da base da crosta para o manto superior.

Zonas de transferência nos riftes da margem continental

Zonas de transferência separando depocentros de riftes são reconhecidas em várias bacias sedimentares, e, baseando-se

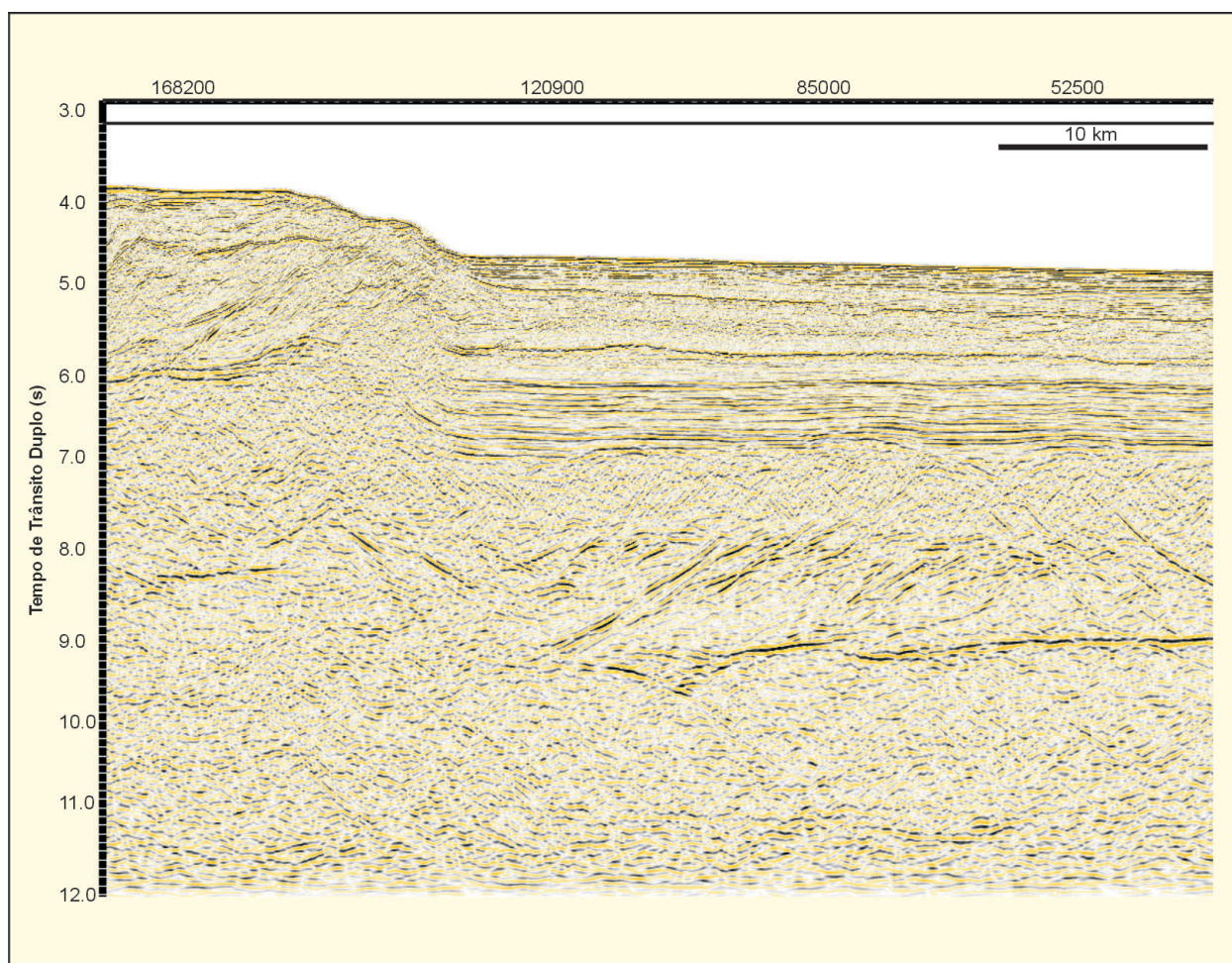


Figura III.13 – Seção sísmica na região sudeste brasileira, mostrando língua de sal e transição para crosta oceânica na qual claramente se caracteriza a descontinuidade de Mohorovicic, limite entre a crosta e o manto superior

Figure III.13 – Seismic section in the southeastern Brazilian region, showing salt tongue and the transition to oceanic crust where the Mohorovicic discontinuity is clearly recognized at the upper mantle-crust boundary

no estudo do sistema de riftes do leste africano, Rosendahl (1987) propõe que essas zonas são aproximadamente paralelas ao vetor principal da extensão horizontal, modelo também proposto por Gibbs (1984) para os riftes do Mar do Norte.

Falhas de transferência envolvendo o embasamento são geralmente associadas a processos de rifteamento ortogonal ou oblíquo. No caso da margem continental brasileira, essas feições podem resultar em altos síncronos de focalização para a migração de hidrocarbonetos gerados na seqüência pré-sal (Cobbold *et al.* 2001; Meisling *et al.* 2001).

As zonas de transferência podem-se estender na direção de crosta oceânica formando alinhamentos com zonas de fraturas e falhas transformantes. Meisling *et al.* (2001) propõem que a mudança de depocentros dos riftes de Campos e Santos podem ser interpretados como um escalonamento dextral de falhas extensionais *en-echelon*, ao longo do lineamento do Rio de Janeiro, que foram afetadas pelo Alto de Cabo Frio, este de direção NW e se propagando na direção de crosta oceânica através do Lineamento Cruzeiro do Sul (Souza *et al.* 1993; Cainelli e Mohriak, 1998).

Várias zonas de transferência são interpretadas na região, a nordeste e a sudoeste da saliência de Campos, sendo marcadas por traços sigmoidais das falhas extensionais quando cruzadas pelas zonas de transferência (Meisling *et al.* 2001). Essas zonas também podem controlar a inversão de polaridade das falhas, afetando e rotacionando as camadas sinrifte (mecanismo *flip-flop* de Rosendahl, 1987). A expressão sísmica das zonas de transferência corresponde a falhas normais de alto ângulo ou estruturas em flor, algumas das quais mostrando separação reversa (flores positivas) como evidenciado na região de Cabo Frio (Mohriak *et al.* 1995b; Meisling *et al.* 2001).

Também na Bacia de Santos são caracterizadas zonas de transferência, frequentemente com direção NW, que também controlam a tectônica de sal (Demercian e Szatmari, 1999), destacando-se a zona de transferência de Tubarão, que separa a parte sudoeste da Bacia de Santos da plataforma de Florianópolis, a zona de transferência de Merluza, que separa a província SW da província central, e a zona de transferência de Cabo Frio, que separa a parte norte da bacia de Santos da parte sul da Bacia de Campos (Cainelli e Mohriak, 1998; Demercian e Szatmari, 1999).

Algumas das falhas transformantes ao longo da margem são associadas a zonas de fraturas e lineamentos que penetram em crosta continental como falhas ou descontinuidades, sugerindo uma continuação de fraquezas anteriores na crosta continental, que foram reativadas durante a formação de zonas de fraturas oceânicas (Asmus e Ferrari, 1978; Milani, 1989; Mohriak *et al.* 1995b). Como exemplo dessas estruturas pretéritas utilizadas durante a fase rifte e aproveitadas durante a deriva continental pode-se sugerir que o limite pré-aptiano que limita a borda do rifte da Bacia de Santos continua como um lineamento na direção leste-oeste (Lineamento do Rio de

Janeiro) e adentra a região oceânica (Cainelli e Mohriak, 1998). Destaca-se também a zona de falha de Vaza-Barris/Itaporanga, que se estende desde a Bacia de Tucano (Alto de Vaza-Barris) até a Bacia Sergipe–Alagoas (Milani, 1989). Esta zona de falha separa o Cráton São Francisco da faixa de dobramentos sergipana e se estende até a Bacia Sergipe–Alagoas formando a falha principal do Baixo de Mosqueiro e depois inflete na direção leste–oeste alinhando-se com a zona de fratura de Sergipe (Mohriak *et al.* 2000).

Na região da margem equatorial destaca-se a ocorrência do Lineamento Transbrasiliiano, que atravessa a Bacia do Parnaíba e se estende até a Bacia do Ceará, onde separa segmentos extensionais e compressionais na margem continental (Fig. III.1). Também é notável o alinhamento das falhas que controlam os riftes continentais abortados (como os grábens de São Luís e Bragança–Viseu) com o prolongamento de zonas de fraturas oceânicas (Fig. III.3).

Evolução estrutural e estratigráfica da margem continental

O conhecimento do arcabouço estratigráfico da margem continental brasileira tem evoluído significativamente desde o início da década de 70, com o advento da Tectônica de Placas, que relaciona a formação das bacias sedimentares da margem atlântica à separação da placa sul-americana da placa africana. Utilizando paradigmas desse modelo, as megasseqüências sedimentares, normalmente separadas por discordâncias angulares e erosivas, são intrinsecamente relacionadas às fases evolutivas pré-rifte, sinrifte, transicional, e margem continental passiva.

O arcabouço estratigráfico adotado para as bacias da margem continental acomoda fases tectônicas com princípios estratigráficos hierarquicamente agrupados em megasseqüências deposicionais, super-seqüências e seqüências (Cainelli e Mohriak, 1998). São definidas 4 megasseqüências: a pré-rifte, a sinrifte, a transicional e a pós-rifte (Asmus e Ponte, 1973; Asmus, 1982).

Megasseqüência Pré-Rifte

Esta megasseqüência representa a fase intracratônica do Supercontinente Gondwana, precedendo o rifte do Atlântico Sul e formando amplas e suaves depressões que foram preenchidas por sedimentos de águas rasas. A super-seqüência paleozóica é notavelmente desenvolvida nas bacias intracratônicas do Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná (*e.g.*, Zalán *et al.* 1990; Milani e Zalán, 1999; e Cap. II deste volume).

A espessura de sedimentos paleozóicos pode atingir alguns milhares de metros nessas bacias intracratônicas, mas na margem nordeste brasileira a seqüência expressa-se apenas

por remanescentes de rochas do Permiano e Carbonífero, que ocorrem nas bacias Sergipe–Alagoas, nos riftes de Recôncavo–Tucano–Jatobá e nas bacias da margem continental da Bahia, onde podem atingir algumas centenas de metros (Cainelli e Mohriak, 1998). Também ocorrem sedimentos paleozóicos nas bacias da margem equatorial, notadamente em Barreirinhas e em alguns grábens abortados (e.g., Marajó e São Luís).

A Super-seqüência do Jurássico é separada da seqüência do Paleozóico por um hiato que envolve todo o Triássico. Um novo pulso de subsidência resultou no desenvolvimento de depressões regionais relacionadas ao estiramento litosférico inicial que precedeu a fase principal de rifteamento e formou uma grande bacia que é designada como “depressão afro-brasileira” (Garcia, 1991). Essa área de sedimentação pode atingir 100 a 300 m de espessura na Bacia Sergipe–Alagoas, cobrindo remanescentes de rochas paleozóicas ou pré-cambrianas (Feijó, 1994c), e atinge espessuras ainda maiores na Bacia do Recôncavo. Na margem sudeste e sul as seqüências paleozóicas ocorrem com grande espessura na Bacia do Paraná, atingindo a margem continental na região do sinclinal de Torres (Dias *et al.* 1994b).

As rochas pré-rifte na margem continental sudeste podem ser associadas ao derrame de lavas do Jurássico Superior–Cretáceo Inferior da Formação Serra Geral, que se estende da Bacia do Paraná até a região da plataforma continental, constituindo o embasamento econômico das bacias de Pelotas até Espírito Santo (Cainelli e Mohriak, 1998).

Megasseqüência Sinrifte

Esta megasseqüência foi depositada em ambiente continental (fluvial e lacustrino), durante o rifteamento crustal associado à movimentação divergente entre as placas sul-americana e africana, principalmente no Jurássico Superior a Cretáceo Inferior (Cainelli e Mohriak, 1998). O rifte da margem leste brasileira estende-se por cerca de 3.500 km, sendo em geral limitado a oeste por falhas normais sintéticas com rejeitos variáveis (chegando a 2.000 m nas bacias de Campos e Sergipe–Alagoas), ou por linhas de charneira que apresentam pequenos rejeitos nas bacias de Santos e Pelotas (Dias, 1993).

Na margem divergente brasileira o limite oeste da megasseqüência sinrifte (também designada de megasseqüência continental) em geral é controlado por um flexura no embasamento ou por um sistema de falhas normais com mergulho predominante para leste (falhas sintéticas, como na Bacia do Espírito Santo ou Campos) ou para oeste (falhas antitéticas, como na Bacia de Pelotas). Na margem divergente esse limite apresenta uma direção geral N–S a NNE–SSW, exceto na região entre Cabo Frio e Ilha de São Sebastião, onde ocorre uma inflexão leste–oeste.

Nas bacias de Pelotas, Santos e Campos, sedimentos sinrifte estão ausentes na região emersa, uma vez que o

limite oeste do rifte encontra-se na plataforma continental, exceto nas proximidades do Cabo de São Tomé na Bacia de Campos, onde o limite pré-aptiano aproxima-se da linha de costa (Fig. III.6). Nessa região, ocorre também uma conspícua subida do manto litosférico, marcando-se um alto da Moho em linhas sísmicas de resolução profunda (Mohriak, 1989; Mohriak *et al.* 1990b), que coincide com o início dos falhamentos que controlaram a sedimentação do rifte (Fig. III.9). Feições crustais semelhantes também ocorrem na região do Alto de Vitória e na Bacia Sergipe–Alagoas, onde linhas regionais também mostram a subida da Moho, bastante abrupta na plataforma, e uma suavização da topografia do manto superior na região de águas profundas (Mohriak *et al.* 1990b; Chang *et al.* 1992; Mohriak *et al.* 1995b).

O limite leste da megasseqüência sinrifte é de extrema importância por condicionar a área de ocorrência de rochas lacustrinas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos. Essa interpretação é baseada na integração de métodos sísmicos e potenciais (Mohriak *et al.* 1995b). A delimitação da ocorrência de rochas do rifte na direção de águas profundas é prejudicada pela degradação do sinal sísmico na província de muralhas de sal e junto ao limite transicional entre crosta continental e crosta oceânica. A identificação deste limite, cuja análise é baseada na integração de dados gravimétricos e magnetométricos, apresenta importantes implicações para exploração de petróleo em águas profundas (Mohriak *et al.* 1990b; Mohriak *et al.* 1995b; Bassetto *et al.* 1996; Mohriak *et al.* 1998b; Bassetto *et al.* 2000; Rodarte, 2001).

A Fig. III.14 mostra a imagem da fácies lacustrina sinrifte (Neocomiano a Barremiano) na parte central da Bacia de Campos, que é caracterizada por refletores fortes, contínuos e sub-paralelos, que correspondem a intercalações de folhelhos pretos e carbonáticos com coquinas da Formação Lagoa Feia (Guardado *et al.* 1989; Mohriak *et al.* 1990a; Abrahão e Warne, 1990; Mello *et al.* 1988). Essa fácies pode ser identificada, com algumas variações, na região de águas profundas da Bacia de Campos (Fig. III.15) e também nas bacias de Santos e Espírito Santo. Na parte sul da Bacia de Santos as fácies lacustrinas pré-sal são menos contínuas, provavelmente devido ao preenchimento sinrifte fortemente influenciado por material vulcânico (Williams e Hubbard, 1984). Na Bacia do Espírito Santo, uma grande espessura de sedimentos pré-sal, correspondendo ao estágio denominado *sag basin* (Henry e Brumbaugh, 1995), cobre os blocos de rifte rotacionados. Esses blocos basculados são separados da bacia de subsidência termal por uma discordância angular (*break-up unconformity*) que aplainou a topografia residual do rifte (Cainelli e Mohriak, 1998).

A megasseqüência sinrifte é normalmente coberta por rochas do Cretáceo e do Terciário, aflorando apenas na região nordeste do Brasil (Bahia e Sergipe–Alagoas). Ao norte do Alto de Vitória, o *trend* NNE deflete para uma direção quase

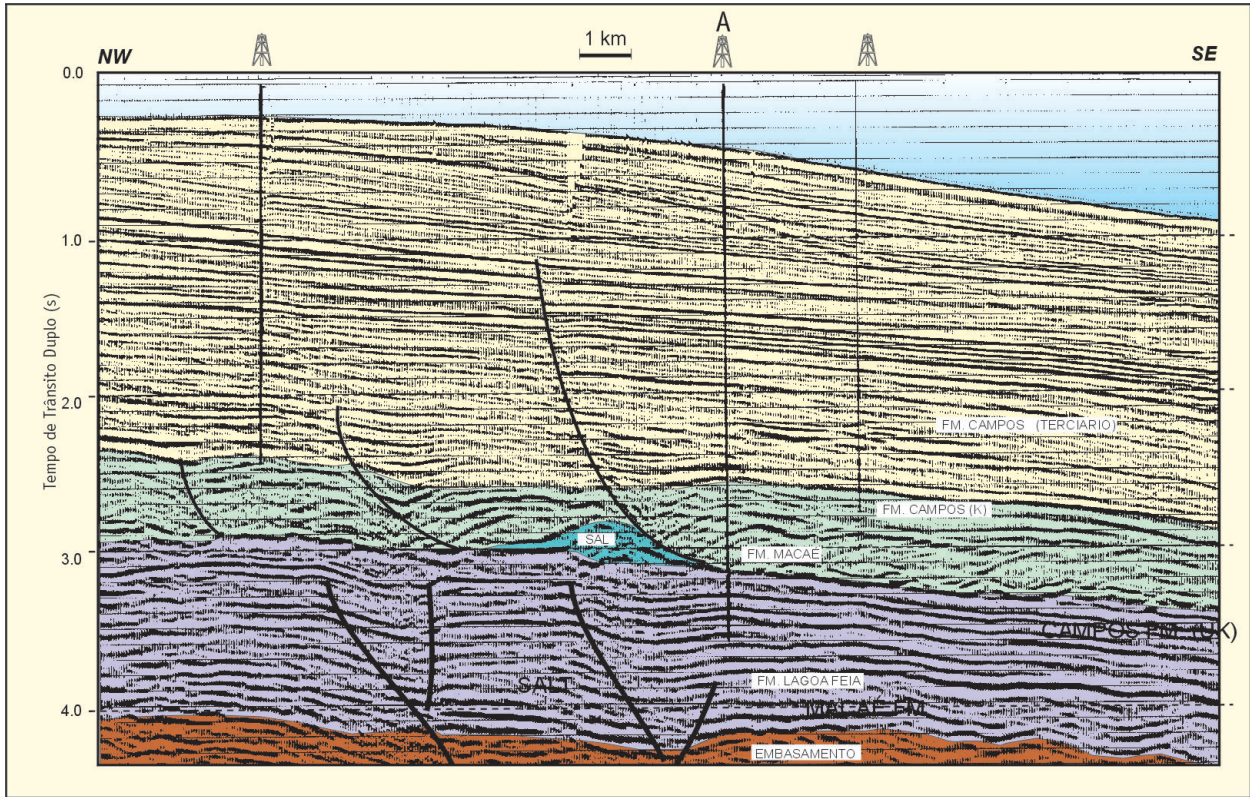


Figura III.14 – Seção sísmica na Bacia de Campos, mostrando a assinatura sísmica da megassequência sinrifte (Neocomiano–Barremiano), da megassequência transicional (Aptiano) e da megassequência pós-rifte ou marinha (Albiano–Recente)

Figure III.14 – Seismic section in the Campos Basin, showing the seismic signature of the syn-rift megasequence (Neocomian–Barremian), the transitional megasequence (Aptian) and the post-rift or marine megasequence (Albian–Recent)

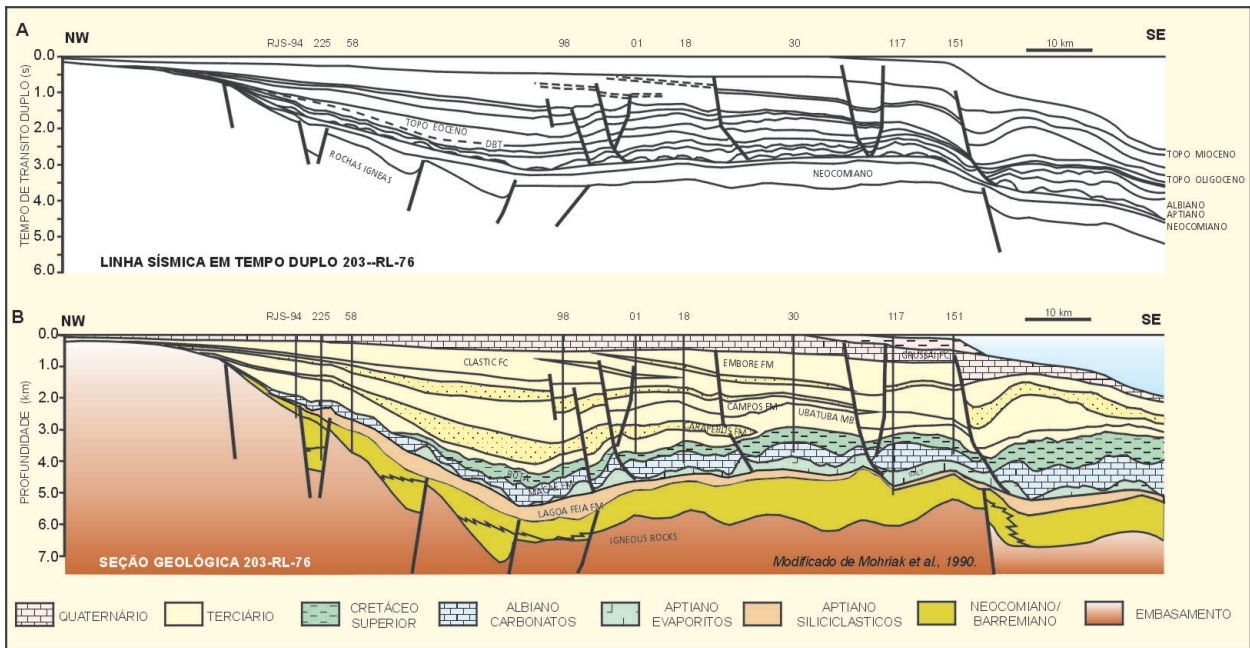


Figura III.15 – Perfil geosísmico (A) e seção geológica (B) na Bacia de Campos, mostrando as principais seqüências estratigráficas das megassequências sinrifte, transicional e pós-rifte ou marinha

Figure III.15 – Geoseismic profile (A) and geological section (B) in the Campos Basin, showing the main stratigraphic sequences of the syn-rift, transitional and post-rift or marine megasequences

N–S, enquanto a linha de costa continua com a direção anterior. Tal situação resulta na ocorrência de rochas sinrifte na região continental da Bacia do Espírito Santo, formando um corredor estreito que marca a única província petrolífera no continente na região sudeste do Brasil (Cainelli e Mohriak, 1998).

A sedimentação inicial dessa megassequência deu-se em depocentros alongados, controlados por falhas, com preenchimento por espesso pacote de rochas siliciclásticas nas bacias entre Sergipe–Alagoas e Espírito Santo, enquanto nas Bacias de Santos e Pelotas a sequência mais antiga do rifte poderia incluir rochas vulcânicas (derrames de lavas tholeiíticas). Esse evento vulcânico, datado entre 130 e 120 Ma, é equivalente à grande extrusão de basaltos da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (Mizusaki *et al.* 1988; Zalán *et al.* 1990).

A megassequência sinrifte é composta por três principais associações de fácies sedimentares e litológicas (Figueiredo 1985; Dias *et al.* 1988; Cainelli e Mohriak, 1998): (i) leque aluvial/leque deltaico e depósitos transicionais; (ii) folhelhos e margas lacustrinos; e (iii) carbonatos com pelecípodas lacustrinos (coquinas).

As fácies proximais das bordas dos riftes nas bacias da margem sudeste são dominadas por conglomerados e arenitos, comumente com fragmentos de vulcânicas. Litologias de fácies mais distais, com granulometrias mais finas, foram depositadas nos depocentros dos lagos, onde condições anóxicas extremas permitiram a deposição e a conservação de folhelhos pretos, carbonáticos, ricos em matéria orgânica, que constituem a principal rocha mãe para os hidrocarbonetos da bacia de Campos (Guardado *et al.* 1989; Mohriak *et al.* 1990a; Mello *et al.* 1994).

Acumulações de coquinas (conchas de pelecípodas) desenvolveram-se em flancos e cristas ao longo dos altos internos do rifte, longe das áreas fontes de sedimentos terrígenos (Bertani e Carozzi, 1984; Bertaini e Carozzi, 1985; Abrahão e Warme, 1990). Essas coquinas, além de basaltos fraturados, constituem os únicos reservatórios produtores de hidrocarbonetos na seção rifte da Bacia de Campos (Guardado *et al.* 1989; Mohriak *et al.* 1990b).

Nas bacias do nordeste (*e.g.*, Sergipe–Alagoas e Potiguar) a produção de hidrocarbonetos concentra-se nos reservatórios siliciclásticos (arenitos e conglomerados). Na Bacia de Santos, a megassequência sinrifte aprofunda-se rapidamente na direção da plataforma continental, onde atinge profundidades maiores que 5.000 m em grande parte da área e, conseqüentemente, não tem sido penetrada por poços exploratórios na região além do talude.

O limite do rifte ainda não é bem conhecido na região do Complexo Vulcânico de Abrolhos, assim como na plataforma de Florianópolis, regiões afetadas por intenso vulcanismo pós-rifte.

Megassequência Transicional

Esta megassequência marca a transição da megassequência sinrifte (continental) para a megassequência pós-rifte ou drifte (fase de deriva continental, marinha). A sucessão litológica inicia-se com siliciclásticos do Aptiano Inferior e termina com sedimentos evaporíticos (predominantemente halita, com anidrita subordinada, e, localmente, com deposição de sais de potássio em Sergipe), depositados no Aptiano Superior a Albiano Inferior. Esta megassequência desempenha importante papel como a principal camada selante para a movimentação de fluidos gerados na megassequência sinrifte. Além disso, a tectônica salífera controla a migração e distribuição de hidrocarbonetos para os reservatórios superiores por meio de falhas lítricas, as fácies sedimentares dos carbonatos albianos e eventualmente dos siliciclásticos do Cretáceo Superior (Figueiredo e Mohriak, 1984). Esses reservatórios estão estruturados pela movimentação do sal subjacente (almofadas de sal, diápiros penetrantes, grábens de evacuação, mini-bacias, etc.), resultando numa série de trapas combinadas, estratigráficas e estruturais, onde estão localizados vários campos de hidrocarbonetos (Figueiredo e Mohriak, 1984).

A megassequência transicional é marcada pelo término da fase de estiramento litosférico e rifteamento da crosta continental, cessando a atividade de grande parte das falhas envolvendo o embasamento. Um período de peneplanização das cristas dos blocos rifte rotacionados prevaleceu, até que as primeiras ingressões marinhas cobrissem os sedimentos depositados no Neocomiano, deixando apenas uma suave topografia residual (Fig. III.15). Esse evento erosivo resultou na formação de clásticos grosseiros (arenitos e conglomerados) depositados sobre a discordância angular (*break-up unconformity*), nas regiões proximais, e de carbonatos e siliciclásticos finos nas regiões mais distais.

Ainda no Aptiano, as primeiras ingressões marinhas do Oceano Atlântico (em fase inicial de formação por meio de um golfo alongado que separava a placa sul-americana da placa africana, Asmus, 1984) culminaram com a deposição da sequência de evaporitos, notadamente na região entre as bacias de Santos e Sergipe–Alagoas. O limite sul da bacia evaporítica corresponde à Zona de Fratura do Rio Grande (Lineamento de Florianópolis) e o limite norte, ao lineamento de Pernambuco (Cainelli e Mohriak, 1998).

A movimentação do sal iniciou-se no Aptiano Superior–Albiano Inferior, criando uma série de falhas lítricas que se propagam para a seção sedimentar mais nova, criando uma estruturação complexa associada à tectônica salífera, com almofadas de sal, casco de tartaruga, diápiros de sal, muralhas de sal, falhas extensionais e compressionais, também controlando a deposição sedimentar em calhas associadas à evacuação do sal (Figueiredo e Mohriak, 1984). A bacia

evaporítica é caracterizada por vários domínios tectônicos: os compartimentos extensionais com almofadas de sal, o compartimento com diápiros de sal e a região de muralhas de sal com grandes empurrões e dobramentos, localmente invertendo as mini-bacias (Szatmari e Demercian, 1993; Cobbold *et al.* 1995; Mohriak e Nascimento, 2000; Meisling *et al.* 2001).

Dois tipos principais de falhamentos associados à halocinese são reconhecidos no Atlântico Sul: falhas normais de crescimento com cisalhamento basal sintético e antitético (Mohriak, 1995a; Mohriak *et al.* 1995b; Mohriak e Szatmari, 2001). Na Bacia de Campos, a maior parte das falhas normais relacionadas à tectônica de sal apresenta rejeito sintético, com mergulho do plano de falha na direção da bacia e rotação dos blocos na direção do continente, com a criação de cunhas de sedimentos que espessam para oeste. Também é comum o fenômeno de descolamento de blocos da plataforma albiana,

que se movem para a bacia profunda como jangadas, à semelhança do que ocorre na África (Duval *et al.* 1992). A Fig. III.16 mostra a formação de cascos de tartaruga e grandes anticlinais associados à tectônica de sal na plataforma e talude, e a Fig. III.17 mostra a tectônica de sal característica da região de águas profundas de alguns segmentos da bacia evaporítica, com deformações compressivas da cobertura sedimentar pós-sal.

Um excepcional exemplo de falhamento com cisalhamento basal antitético (Mohriak *et al.* 1995b) pode ser identificado na região de Cabo Frio, entre a porção sul da Bacia de Campos e as porções norte e central da Bacia de Santos (Fig. III.18). Nessa região caracteriza-se notável sistema de falhas normais antitéticas, associadas à tectônica de sal, resultado do colapso de estratos sedimentares junto da quebra da plataforma continental (Mohriak *et al.* 1995b; Mohriak e Szatmari, 2001).

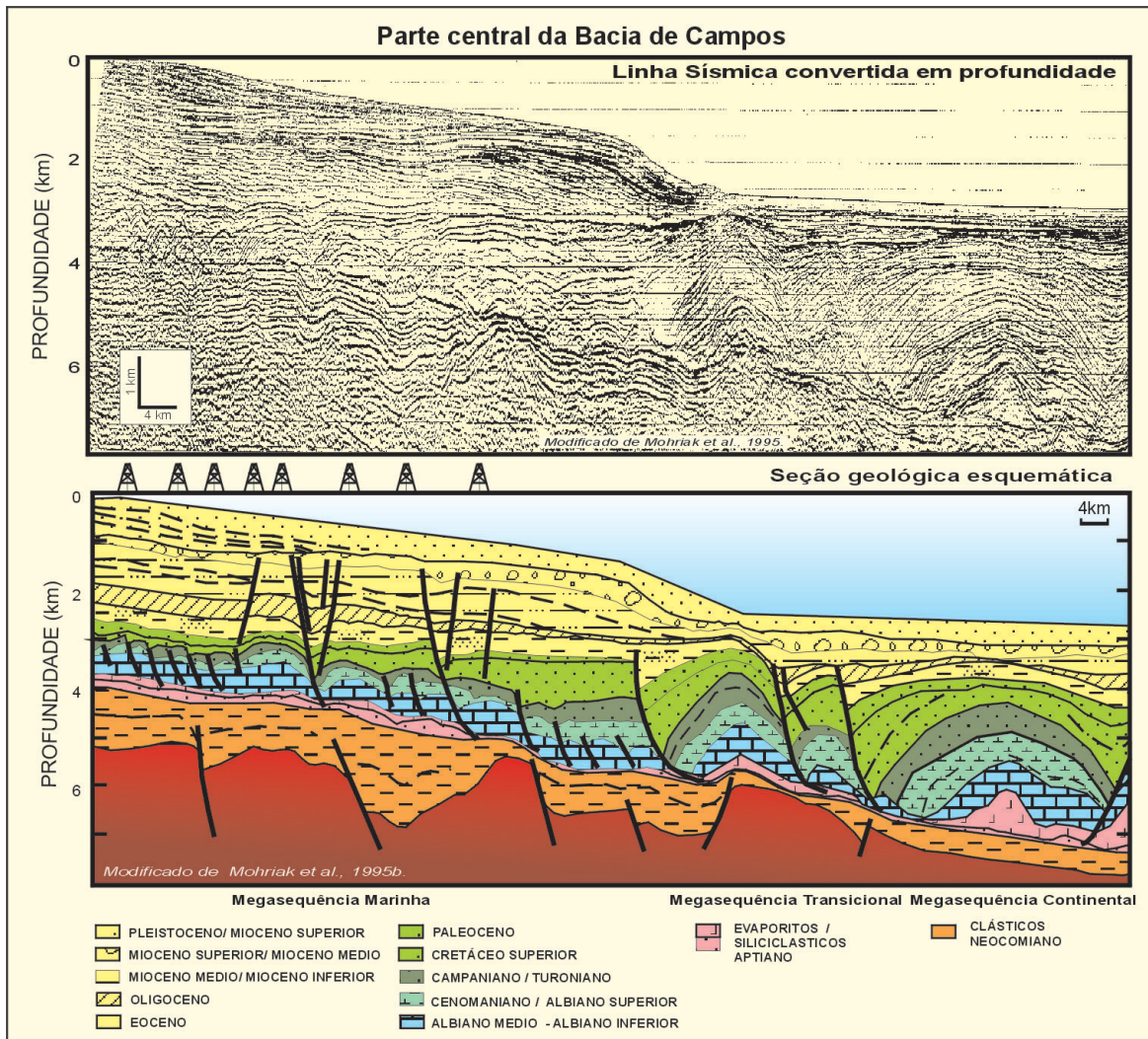


Figura III.16 – Seção convertida em profundidade na Bacia de Campos, com interpretação geológica das principais seqüências tectono-sedimentares, ilustrando feições halocinéticas em águas profundas

Figure III.16 – Depth-converted seismic section in the Campos Basin, with geological interpretation of the main tectono-sedimentary sequences, illustrating halokinetic features in the deep water region

A Fig. III.19 (localizada na porção norte da Bacia de Santos) mostra um notável estilo de tectônica de sal associada a falhamento antitético, caracterizado por cunhas de refletores que correspondem a uma espessa seqüência sedimentar progradante de idade Cretáceo Superior a Terciário, com depocentros espessando e ficando mais jovens para leste, controlados por falhas que descolam na base do sal e apresentam mergulho para o continente e que localmente se tornam falhas de baixo ângulo devido à expulsão do sal e ao avanço da cunha sedimentar (Mohriak *et al.* 1995b; Mohriak e Szatmari, 2001). A compressão observada na região de muralhas de sal, em águas profundas, aparentemente é balanceada pela extensão sedimentar nas zonas de falhas da plataforma continental (Cobbold *et al.* 1995).

A falha antitética de Cabo Frio resultou de progradação clástica maciça de sedimentos siliciclásticos do Albiano Médio a Terciário Inferior, associados a soerguimento da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira (Mohriak *et al.* 1995b). A sobrecarga sedimentar resultou em mobilização da massa de sal, cujo fluxo foi controlado por grande falha de rejeito antitético (provavelmente associada a reativações de falhas de

embasamento), formando leques submarinos em águas profundas que estão altamente rotacionados devido à expulsão do sal subjacente. As sucessivas progradações resultaram na movimentação do sal na direção de águas profundas (Fig. III.19), criando um imenso vazio de estratos sedimentares albianos (*Albian gap*, Mohriak *et al.* 1995b). Modelagem física dessa feição (Szatmari *et al.* 1996) sugere que grandes extensões poderiam estar associadas ao fluxo de sal (localmente excedendo 50 km), embora também haja interpretações de que as progradações sejam devidas ao fluxo de sal controlado pela sobrecarga sedimentar, sem extensão dos estratos (Ge *et al.* 1997). Feições semelhantes, em menor escala, também ocorrem em outras bacias sedimentares (*e.g.*, Bacia de Jequitinhonha, na Bahia).

Segmentos da margem continental caracterizados por reentrâncias ou concavidades na bacia evaporítica (*e.g.*, Santos e Cumuruxatiba) resultam em fluxo convergente de sal, na direção do centro do arco, no qual são comuns estruturas compressivas, como empurrões e gotas de sal (Szatmari e Demercian, 1993; Cobbold *et al.* 1995). Já os segmentos da margem caracterizados por convexidades ou saliências na bacia

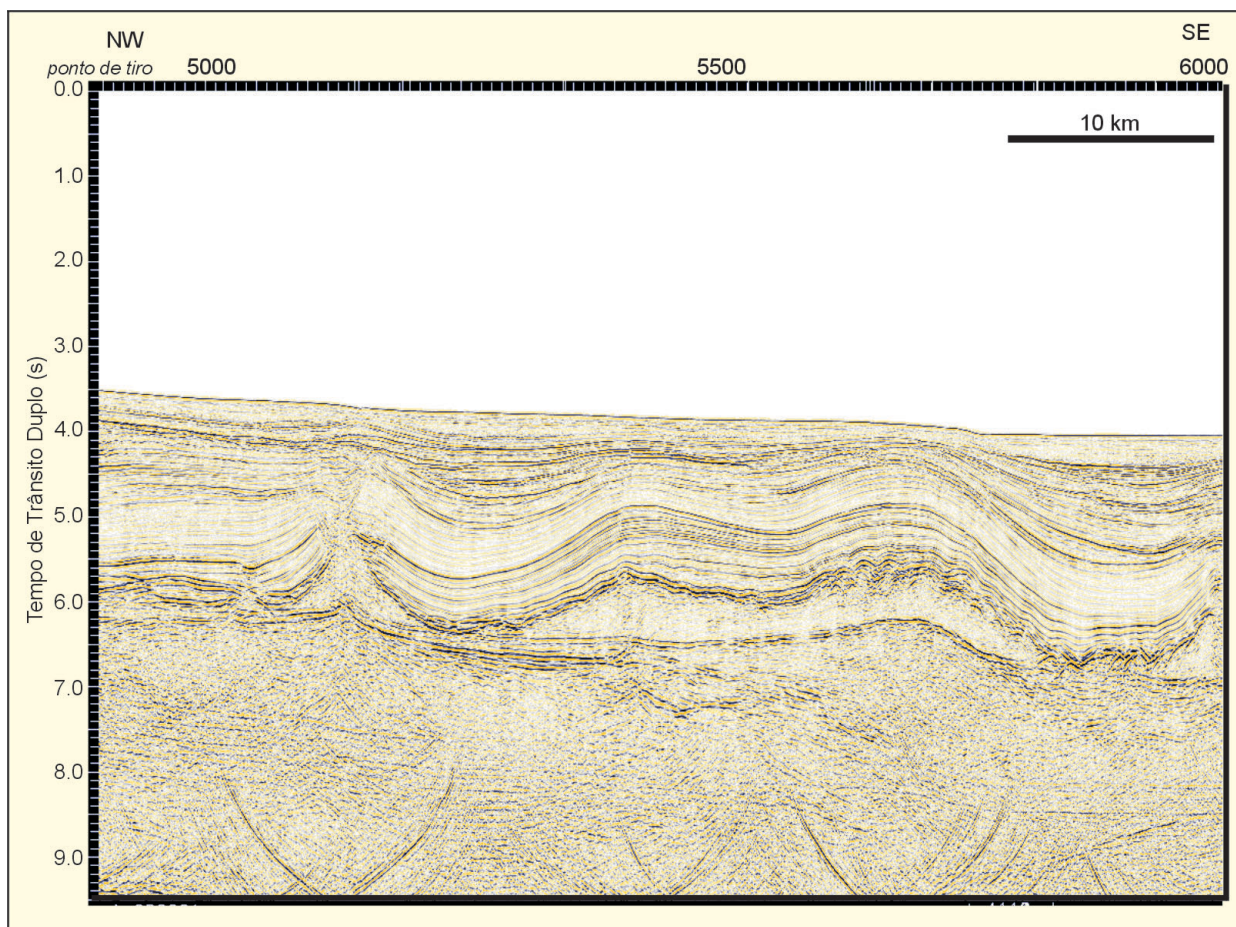


Figura III.17 – Seção sísmica na Bacia de Campos, ilustrando feições halocinéticas extensionais e compressivas em águas profundas

Figure III.17 – Seismic section in the Campos Basin, illustrating extensional and compressional halokinetic features in the deep water region

MAPA REGIONAL DA REGIÃO DE CABO FRIO
NORTE DA BACIA DE SANTOS E SUL DA BACIA DE CAMPOS

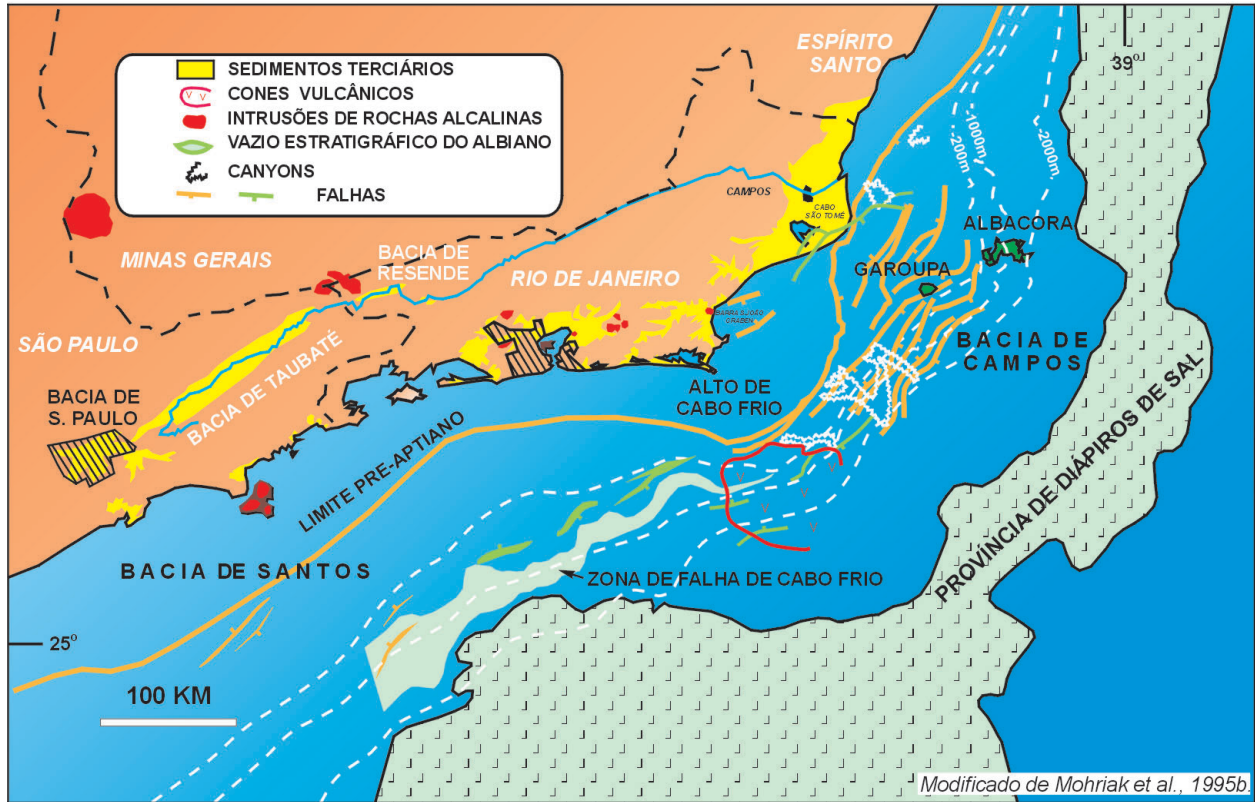


Figura III.18 – Mapa geológico esquemático da região sudeste brasileira, mostrando as bacias tafrogênicas do continente, a região de vulcanismo terciário ao longo do Alto de Cabo Frio e a região do vazio albian associado à zona de falha antitética de Cabo Frio

Figure III.18 – Schematic geological map of the southeastern Brazilian region, showing the onshore taphrogenic sedimentary basins, the Tertiary volcanic region along the Cabo Frio High and the Albian gap associated with the antithetic Cabo Frio fault zone

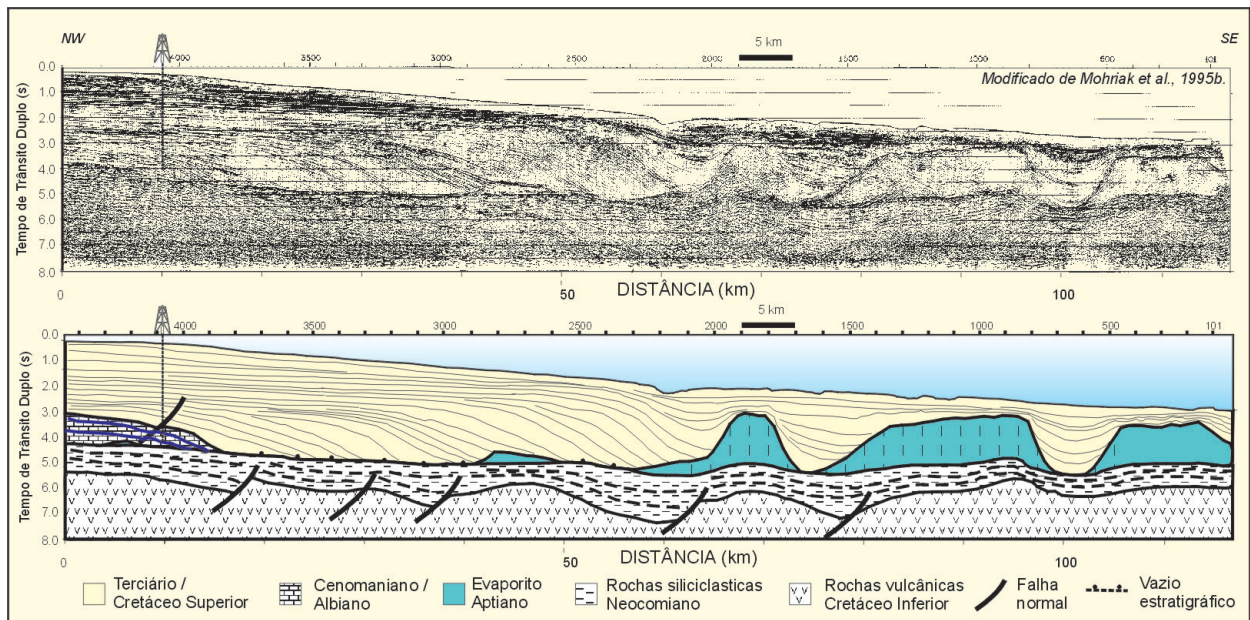


Figura III.19 – Seção sísmica na Bacia de Santos, ilustrando feições halocinéticas relacionadas à progradação clástica maciça no Cretáceo, formando diápiros de sal em águas profundas

Figure III.19 – Seismic section in the Santos Basin, illustrating halokinetic features associated with Cretaceous massive clastic progradation, forming salt diapirs in the deep water region

evaporítica (*e.g.*, Bacia de Campos) apresentam fluxo divergente de sal, onde são mais comuns as falhas extensionais, seja na direção da bacia seja na direção paralela à linha de costa.

Nas bacias da margem leste, particularmente em Cumuruxatiba e Jequitinhonha, destacam-se notáveis feições compressionais, com grandes falhas de empurrão com vergência para o mar (Mohriak e Nascimento, 2000).

Na Bacia Sergipe–Alagoas, feições diapíricas em águas profundas têm interpretações opcionais de intrusões ígneas e diápiros de sal (Mohriak, 1995b).

Registra-se também a ocorrência de sedimentos da megassequência transicional, localmente incluindo evaporitos, nas bacias da margem equatorial, em particular, na Bacia do Ceará. Ocorrências esparsas de evaporitos aptianos são também registradas nos riftes intracontinentais do norte-nordeste, em particular nas bacias de São Luís, Bragança–Viseu e Araripe, além das bacias intracratônicas (*e.g.*, Parnaíba).

Megassequência Pós-rifte

A passagem da Megassequência Transicional (evaporítica) para a Megassequência pós-rifte ou marinha (carbonática a siliciclástica) é gradacional, pontuada por várias pequenas discordâncias (Cainelli e Mohriak, 1998). O decaimento temporal da anomalia térmica gerada durante a fase de estiramento litosférico (McKenzie, 1978) e o progressivo movimento da placas sul-americana e africana, afastando-se do centro de espalhamento ativo na cordilheira meso-oceânica, resultou no resfriamento e contração da litosfera e, como consequência, isostática, no aumento da subsidência termal na direção da bacia profunda. A subsidência contínua resultou na dissipação das barreiras de restrição no proto-oceano, com o ambiente tornando-se marinho aberto.

Essas mudanças permitem dividir a megassequência pós-rifte ou marinha em duas super-sequências, uma transgressiva e outra regressiva (Cainelli e Mohriak, 1998). A super-sequência marinha transgressiva compreende uma espessa seção sedimentar mais restrita, carbonática (ambiente marinho raso na plataforma e marinho profundo na bacia). A super-sequência marinha regressiva inclui espessa seção sedimentar siliciclástica, em ambiente marinho aberto, com paleobatimetrias que atingem níveis batiais a abissais, na plataforma e na região das muralhas de sal (Koutsoukos, 1984).

A Super-sequência Marinha Transgressiva é marcada por sedimentação francamente oceânica, sendo caracterizada por uma relativa estabilidade ambiental, por paleobatimetrias atingindo valores entre 1.000 e 2.000 m e por grande diversidade biológica (Koutsoukos, 1984; Koutsoukos, 1987). Parte da megassequência marinha, englobando idades de Albiano Inferior a Cenomaniano Superior, é marcada por

condições de maior restrição à circulação oceânica, com ambiente deposicional caracterizado por hipersalinidade e anoxia (Dias-Brito, 1987), definindo-se uma seqüência marinha restrita. Nesta seqüência podem ser reconhecidas as seguintes fácies, em função das características de ambiente deposicional e de litologia: nerítica, hemipelágica e de águas profundas. A fácies nerítica, que abrange idades do Albiano Inferior a Médio, pode atingir mais de 1.000 m de espessura e é marcada por uma sedimentação carbonática (calcarenitos e dolomitos) em água rasa, intercalados com folhelhos, com os estratos sedimentares depositados em domínios de rampa a plataforma de alta energia, com águas hiper-salinas e fundo oxigenado (Dias-Brito, 1982; Dias-Brito e Azevedo 1986; Koutsoukos e Dias-Brito, 1987; Azevedo *et al.* 1987). A coincidência geral entre almofadas de sal e bancos carbonáticos de alta energia alongados segundo a direção NE–SE sugere um possível controle dessas fácies por feições positivas (almofadas de sal), enquanto os carbonatos de granulometria mais fina ocupavam as depressões entre os bancos (Guardado e Spadini, 1987).

As fácies hemipelágicas e de águas profundas representam o afogamento da plataforma albiana. As litologias predominantes são margas e calcilutitos de idade Cenomaniano–Turoniano, registrando-se também folhelhos pretos, ricos em matéria orgânica, relacionados ao evento anóxico mundial do Turoniano (Jenkyns, 1980). Em resposta ao afastamento das placas oceânicas, o Atlântico Sul tornou-se conectado ao Atlântico Norte e ao Oceano Índico apenas no Turoniano Superior (Emery e Uchupi, 1984).

Arenitos turbidíticos estão distribuídos nessas fácies e indicam quedas do nível do mar de terceira e quarta ordens durante a subida do nível do mar que prevalecia como variação relativa de segunda ordem (Guardado e Spadini, 1987; Cainelli e Mohriak, 1998, Guardado *et al.* 2000). No caso da Bacia de Campos, os turbiditos albo-cenomanianos da super-sequência marinha transgressiva formam extensos lençóis arenosos, enquanto os turbiditos do Cenomaniano–Turoniano estão confinados em calhas mais estreitas, controladas por falhas durante uma fase de intensa halocinese (Bacocoli *et al.* 1980; Guardado *et al.* 1989).

Condições de mar cada vez mais franco começaram a predominar apenas no Turoniano Superior (Cainelli e Mohriak, 1998), sendo marcante a ocorrência de uma discordância regional (*e.g.*, discordância da base da Formação Calumbi na Bacia Sergipe–Alagoas), separando os estratos pré-turonianos dessa seqüência inferior, de características mais anóxicas, dos estratos superiores, depositados em ambientes mais oxidados. Caracteriza-se uma típica transgressão até o Santoniano–Campaniano, quando começa a ocorrer um aumento do aporte sedimentar, formando uma típica regressão marinha. A Super-sequência Marinha Regressiva instala-se no Cretáceo Superior na Bacia de Santos (Pereira e Feijó, 1994)

e no Terciário Inferior em grande parte das bacias da margem divergente, registrando-se notável discordância separando as duas super-sequências (e.g., discordância da base do Terciário, na Bacia de Campos, Cainelli e Mohriak, 1998).

O preenchimento das bacias sedimentares da margem divergente é bastante semelhante entre si e caracteriza-se por um estilo retrogradacional no Cretáceo Superior, com ambiente de deposição marinho profundo, seguido por uma progradação geral no Terciário, com feições *offlap* nas sequências sísmo-estratigráficas e vários cortes de cânions (Ricci e Becker, 1991).

Na Bacia de Santos, ao contrário, grandes quantidades de sedimentos associados ao soerguimento e à erosão da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira excederam o espaço de acomodação criado pela subida do mar e desenvolveram cunhas clásticas progradantes, depositadas principalmente entre o Campaniano e Maastrichtiano (Pereira *et al.* 1986; Pereira e Feijó, 1994). A seção progradante avançou dezenas de quilômetros além da quebra da plataforma (Fig. III.19), formando uma sobrecarga sedimentar que expulsou o sal subjacente (Mohriak *et al.* 1995b). Mais ao norte, na Bacia de Campos, uma menor influência do soerguimento da Serra do Mar permitiu a deposição de folhelhos transgressivos que avançaram dezenas de quilômetros além da quebra de plataforma, na direção do continente (Guardado *et al.* 1989).

Na parte oeste da margem equatorial, mais especificamente na região da Foz do Amazonas, ocorreu um intenso aporte sedimentar no Mioceno, interrompendo a deposição da plataforma carbonática que se estendia ao longo da margem norte da América do Sul. Essa plataforma carbonática atinge grandes espessuras nas bacias do Pará–Maranhão e Barreirinhas (Caldeira *et al.* 1991).

Vulcanismo pós-rifte

Durante o Cretáceo Superior e Terciário Inferior, a região entre a Bacia de Santos e a Bacia do Espírito Santo foi intrudida por vários focos magmáticos alcalinos, tanto na região de crosta oceânica como na região de crosta continental, atingindo principalmente a região de Cabo Frio (Fig. III.20) e Abrolhos (Cainelli e Mohriak, 1998), notadamente ao longo de zonas de fraturas e lineamentos oceânicos e continentais, como, por exemplo, o lineamento Cruzeiro do Sul, que se estende numa direção NW desde o Alto do Rio Grande até a borda oeste da Bacia de Campos, no alto de Cabo Frio (Souza *et al.* 1993).

Os montes submarinos Jean Charcot (Fig. III.21) ocorrem além do limite distal do sal, na transição de crosta continental para crosta oceânica, e ilustram a geometria dessas feições que ocorrem em vários segmentos da margem. Intrusões ígneas são também caracterizadas em zonas de fraturas, como, por exemplo, ao longo da Zona de Fratura do Rio Grande, que se estende com uma direção leste–oeste da crosta oceânica até a plataforma de Florianópolis, no limite entre as bacias de Santos e Pelotas (Severino e Gomes, 1991).

Turbiditos da Sequência pós-rifte (marinha regressiva)

Durante o Terciário, maior aporte sedimentar numa área com cada vez menor espaço de acomodação resultou numa cunha progradante bem definida entre a plataforma e o talude, alcançando espessuras de mais de 4.000 m na margem leste brasileira (Cainelli e Mohriak, 1998). Estabeleceu-se na margem uma plataforma mista clástica-carbonática, com arenitos costeiros e plataformais gradando para carbonatos na direção do talude. Depósitos turbidíticos ocorrem extensivamente no Terciário Inferior a Médio, particularmente acima de uma

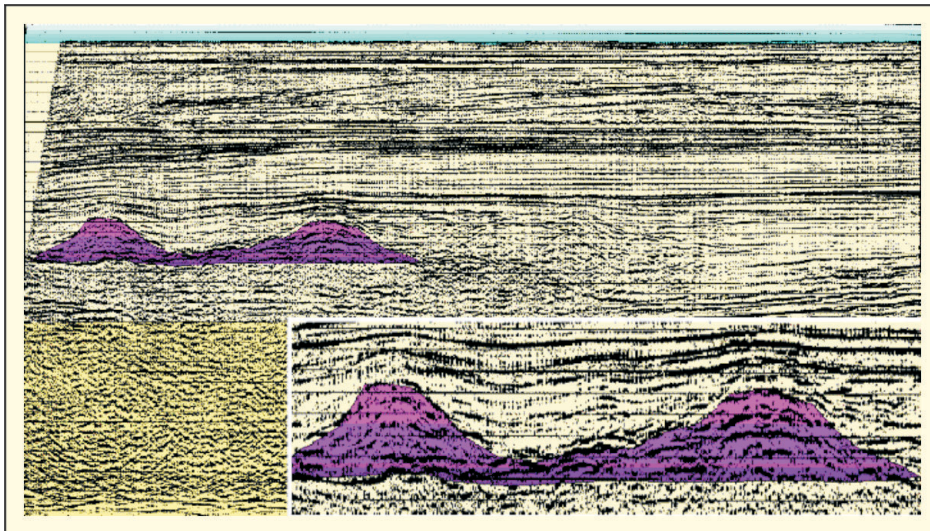


Figura III.20 – Seção sísmica na Bacia de Campos (Alto de Cabo Frio), mostrando cones vulcânicos do Terciário (em detalhe)

Figure III.20 – Seismic section in the Campos Basin (Cabo Frio High), showing Tertiary volcanic plugs (inset with zoom)

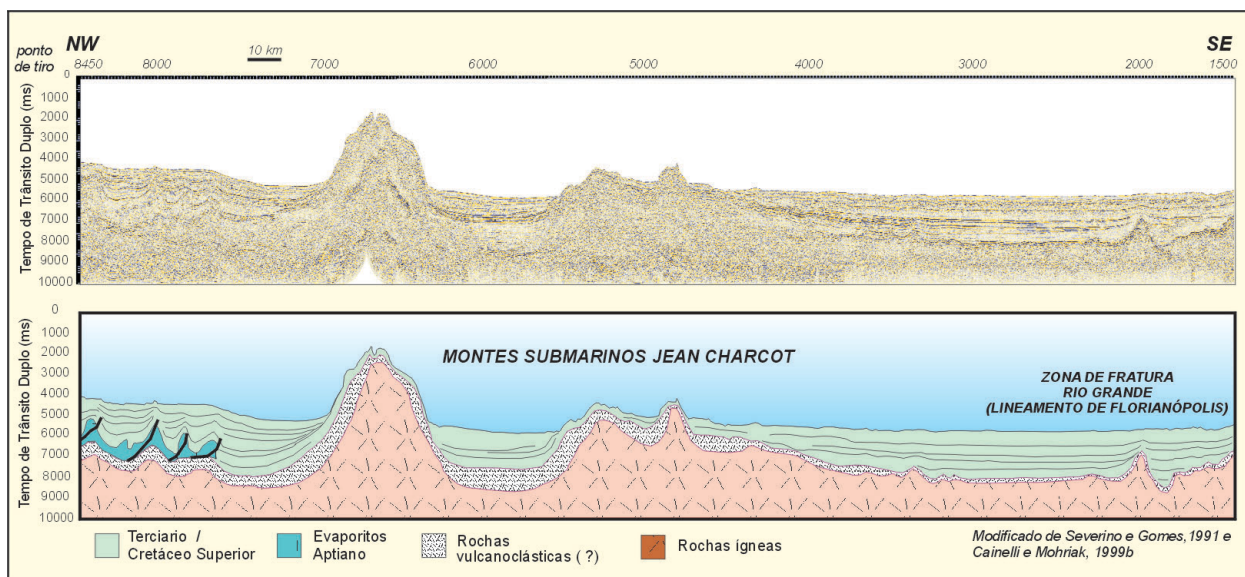


Figura III.21 – Seção sísmica (com interpretação geológica) na região de águas profundas da Bacia de Santos, mostrando altos vulcânicos dos Montes Jean Charcot

Figure III.21 – Seismic section (with geological interpretation) in the deep water region of the Santos Basin, showing volcanic highs of the Jean Charcot seamounts

discordância regional do Eoceno Médio que é bem caracterizada, particularmente na bacia de Campos (Rangel *et al.* 1994).

Um amplo complexo turbidítico estabeleceu-se entre o Eoceno Médio e o Oligoceno nas bacias de Campos, Santos, Espírito Santo e Sergipe–Alagoas. Como a Bacia de Campos é marcada pela ocorrência dos únicos campos gigantes de petróleo do Brasil, a análise dos parâmetros que controlaram a formação dos reservatórios em águas profundas é de grande importância econômica e para a geologia do petróleo.

A formação dos depósitos turbidíticos da Bacia de Campos pode ser atribuída ao fato de que no intervalo Cretáceo Superior–Terciário Médio grandes áreas da parte externa da plataforma e do talude tornaram-se instáveis, e o colapso gravitacional dos depósitos arenosos, movimentados por tectônica de sal e eventos magmáticos, resultou numa maciça transferência de sedimentos como fluxos de massa na direção da bacia profunda, formando lençóis de turbiditos e de fluxos de detritos (Peres, 1993; Cainelli e Mohriak, 1998). A porção erosional de cada limite de seqüência é expressa sísmicamente por vales incisos, cânions, cicatrizes e colapso de talude (Carminatti e Scarton, 1991).

Na direção do talude, os mais espessos depósitos turbidíticos acumularam-se onde a remobilização de sal, associada à sobrecarga sedimentar diferencial, ocorreu contemporaneamente com a deposição dos siliciclásticos nos baixos contemporâneos (Figueiredo e Mohriak, 1984). Esse processo resultou numa larga e relativamente rasa depressão no fundo do mar, para onde foram canalizados os cânions submarinos, que focalizaram a deposição de sucessivos depósitos turbidíticos que se amalgamaram verticalmente e

coalesceram lateralmente, formando uma relativamente espessa e extensa acumulação de areias sob forma de lençóis e cunhas clásticas, limitadas por superfícies de erosão, as quais estão provavelmente associadas a mudanças climáticas e ao padrão de circulação oceânica (Souza Cruz, 1998).

A tectônica salífera, particularmente na região de diápiros e muralhas de sal, resultou em depressões acentuadas, formando calhas de subsidência, grábens de evacuação e minibacias, nas quais empilharam-se sucessivamente diversos sistemas turbidíticos que se amalgamaram verticalmente e coalesceram lateralmente, formando cunhas espessas que algumas vezes apresentam inversão de depocentros (chamado efeito gangorra, causado por movimentação halocinética entre diápiros adjacentes).

Registram-se espessas seqüências de turbiditos no Maastrichtiano, no Eoceno Médio e no Oligoceno, várias delas com acumulações gigantes de hidrocarbonetos (Rosa, 1987; Guardado *et al.* 1989; Mohriak *et al.* 1990a; Candido e Costa, 1990; Rangel *et al.* 1998). Subseqüentemente, mais de 1.000 m de sedimentos pelíticos do Mioceno cobriram o complexo turbidítico do Oligoceno, resultando em nova sobrecarga sedimentar sobre a camada de sal e desenvolvimento de grandes falhas lítricas que estruturaram os turbiditos do Oligoceno e criaram caminhos de migração para a acumulação de óleo nos reservatórios superiores (Guardado *et al.* 1989; Pessoa *et al.* 1999).

Dados de litofácies para o sistema turbidítico do Oligoceno na região dos campos gigantes de Marlim e Albacora (Guardado *et al.* 1989; Dias *et al.* 1990; Candido e Costa, 1990; Carminatti e Scarton, 1991; Peres, 1993; Cainelli e Mohriak, 1998) revelam

três fácies arenosas, geneticamente relacionados a limites de seqüências: (1) a fácies proximal, caracterizada por conglomerados maciços, com matriz argilosa, e por arenitos conglomeráticos, formando depósitos residuais nos canais e preenchendo superfícies erosionais irregulares; (2) a fácies arenosa, consistindo de arenitos de granulação fina, sem estruturas evidentes, com corpos variando em espessura entre 30 e 150 m; e (3) a fácies arena-argilosa, caracterizada por intercalações de arenitos laminados bem selecionados, produto de retrabalhamento de depósitos anteriores por correntes de fundo, com folhelhos hemipelágicos. Estas duas últimas fácies compreendem mais de 95% dos reservatórios do Oligoceno dos campos gigantes de Marlim e Albacora (Carminatti e Scarton, 1991). Sismicamente, o corpo arenoso aparece como uma feição tabular, mas em escala de reservatório. As análises de testemunhos e de dados sísmicos 3-D indicam que os turbiditos são formados por (i) complexos de canais; (ii) lobos amalgamados, relativamente espessos; e (iii) delgados lobos amalgamados, com granulometria mais fina, e bastante dissecados por canais (Bruhn *et al.* 1998; Bruhn, 1999).

Na Bacia de Santos, grandes depósitos turbidíticos podem ser identificados na plataforma continental, estendendo-se na direção do talude e da região de águas profundas (Pereira *et al.* 1986; Peres, 1993). Notadamente na parte centro-norte da bacia, progradações do Eoceno são bastante características nos dados sísmicos (Cainelli e Mohriak, 1998).

Na Bacia do Espírito Santo, depósitos arenosos com grande espessura concentram-se numa calha alongada segundo a direção NW, aparentemente controlados por grandes discontinuidades no embasamento, notadamente o lineamento de Colatina, que atravessa a região continental na região do Alto de Vitória e estende-se para o sul na direção da Bacia de Campos (Cordani *et al.* 1984).

Na Bacia Sergipe–Alagoas, os turbiditos arenosos do Cretáceo Superior a Terciário Inferior são eventos relativamente comuns mas descontínuos e com pequena espessura, sendo ocasionalmente encontrados na perfuração de objetivos mais profundos. Normalmente as camadas arenosas atingem espessuras de poucos metros, e os sedimentos de granulometria mais grosseira são interpretados como depósitos residuais de fundo de canal, formando corpos isolados ou amalgamados, com canais e *levees* migrando ao longo do talude (Cainelli e Mohriak, 1998).

Características Estratigráficas e Estruturais

A margem continental brasileira pode ser dividida em diversos domínios tectônicos, englobando o segmento transformante da margem equatorial, o segmento transversal (passagem da

margem equatorial para a margem nordeste) e os segmentos divergentes das margens nordeste, leste, sudeste e sul, cada qual com características estratigráficas e estruturais distintas (Cainelli e Mohriak, 1998).

Além das bacias oceânicas, ocorrem também alguns riftes abortados que são parte integrante da evolução tectono-sedimentar da margem continental, estando relacionados à ruptura do Gondwana, tendo sua gênese associada a semelhantes processos formadores de bacias. Entre esses riftes destacam-se os seguintes: Tacutu; Bragança–Viseu; São Luís–Ilha Nova; Jacaúnas; Potiguar (terrestre); Recôncavo–Tucano–Jatobá; São Paulo–Taubaté–Resende–Volta Redonda–Itaboraí–Barra de São João.

A Fig. III.22 mostra a localização das principais bacias oceânicas e continentais a serem discutidas a seguir. Da Fig. III.23 até a Fig. III.26 apresenta-se uma sucessão de colunas tectono-estratigráficas dos principais riftes abortados e das bacias sedimentares ao longo da margem continental.

Riftes abortados da margem continental

Vários riftes abortados (com reduzido desenvolvimento de subsidência da fase termal e sedimentação marinha) são encontrados ao longo da margem continental e também no interior do continente. São bacias relativamente pequenas, mas que podem alcançar grandes espessuras, como é o caso da Bacia do Tucano. Alguns desses riftes (*e.g.*, Tacutu e Marajó) estão associados à fase inicial de ruptura do Gondwana, com evolução tectono-sedimentar estendendo-se até o Triássico–Jurássico, enquanto outros estão diretamente ligados à formação dos riftes das bacias da margem continental, no Cretáceo Inferior (*e.g.*, Recôncavo–Tucano–Jatobá). Outros ocorrem na plataforma continental rasa e são cobertos por sedimentos da fase de subsidência termal das bacias marginais (*e.g.*, Cassiporé). Outros estão associados a reativações tectônicas tardias, durante a fase de deriva continental, notadamente na região sudeste, onde ocorrem pequenas bacias com preenchimento sedimentar com idade terciária a quaternária (*e.g.*, bacia de Taubaté e outras bacias da região entre São Paulo e Rio de Janeiro).

Os principais riftes abortados a serem discutidos são os seguintes: Tacutu; Cassiporé; Bragança–Viseu; São Luís–Ilha Nova; Jacaúnas; Potiguar (terrestre); Recôncavo–Tucano–Jatobá; São Paulo–Taubaté–Resende–Volta Redonda–Itaboraí–Barra de São João.

A Fig. III.23 apresenta uma sucessão de colunas estratigráficas simplificadas dos principais riftes abortados da margem continental.

A Bacia de Tacutu (Fig. III.22), situada na região de fronteira entre o Estado de Roraima e o distrito guianense de Rupunini, estende-se por cerca de 300 km na direção NE e

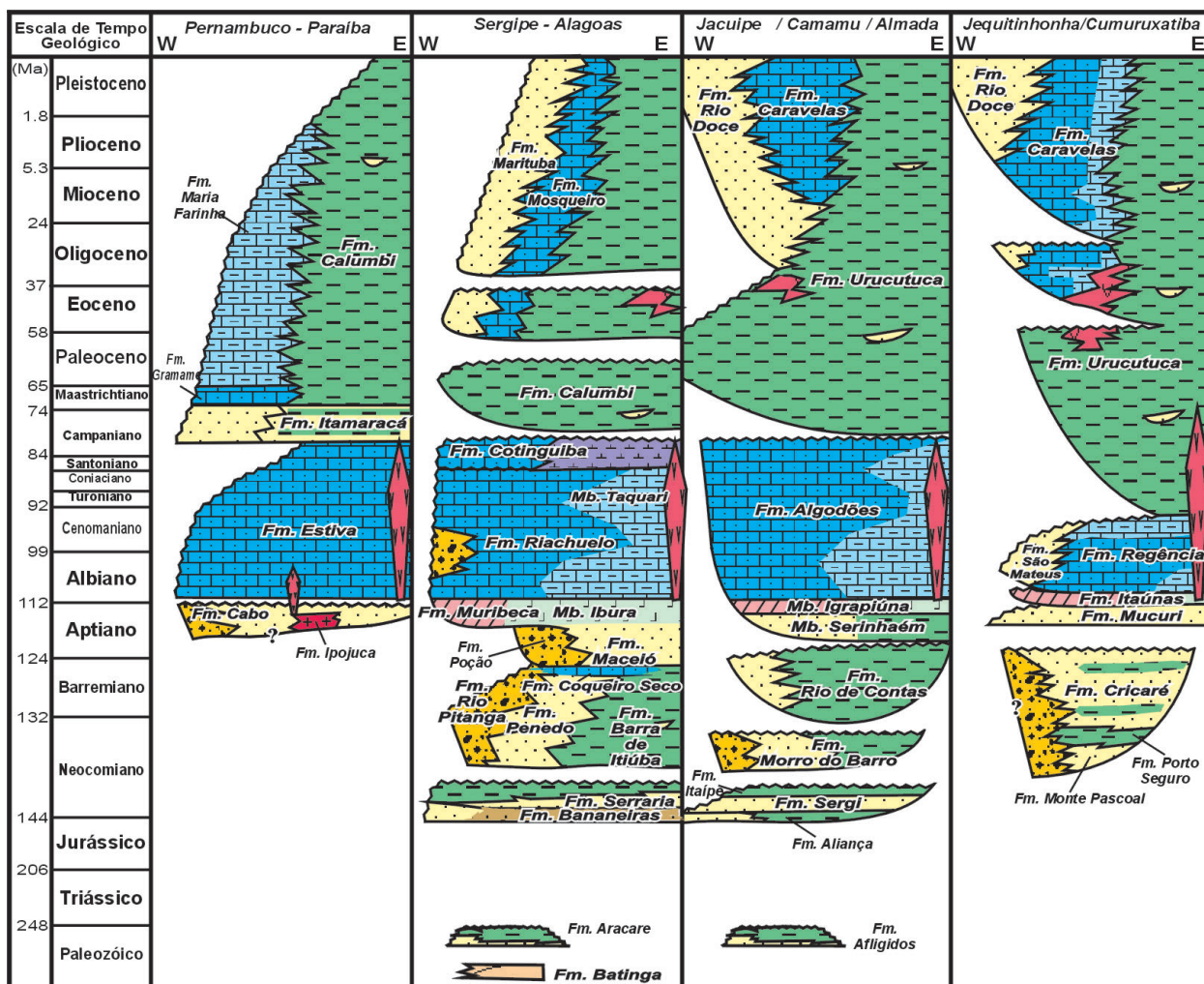


Figura III.25 – Colunas estratigráficas das bacias sedimentares da margem nordeste e leste brasileira

Figure III.25 – Stratigraphic columns of the sedimentary basins along the northeastern and eastern Brazilian margin

na direção NW de um sistema de riftes que ocorrem desde o Pará, incluindo também os grábens da Bacia de Marajó. A Fig. III.29 mostra um mapa tectônico simplificado da margem equatorial brasileira, caracterizando o gráben de Caciporé no extremo setentrional da margem continental, na divisa com a Guiana Francesa. A Bacia de Caciporé (Fig. III.30) corresponde a um semi-gráben controlado por falha normal de alto ângulo, que controla espessa seção sedimentar da fase rifte, datada de Aptiano–Albiano. Essa seqüência rotacionada e erodida é coberta por sedimentos arenosos do Cretáceo Superior e Terciário, depositados durante uma fase de subsidência tectônica da Bacia da Foz do Amazonas. Na região continental emergida observam-se diques de diabásio de idade triássica, com direção NNW–SSE, provavelmente relacionados aos esforços que originaram as bacias do Atlântico Norte (Conceição *et al.* 1988). A fase pré-rifte e a rifte inicial, com espessura de até 1.000 m, inclui rochas vulcânicas e sedimentos datados entre 222 e 186 Ma (Brandão e Feijó, 1994a; Milani e Thomaz Filho, 2000).

Uma segunda fase rifte, de idade valanginiano a albiano médio, inclui folhelhos e arenitos alcançando uma espessura total de até 7.000 m nos depocentros. A sedimentação da fase pós-rifte inclui siliciclásticos e carbonatos da Formação Limoeiro (Albiano–Paleoceno), seguindo-se rochas terciárias da Formação Marajó. A parte superior da estratigrafia relaciona-se com carbonatos da Formação Amapá e folhelhos da Formação Travosas, à semelhança da bacia da Foz do Amazonas (Milani e Thomaz Filho, 2000).

Ainda na margem equatorial, destacam-se os riftes abortados de Marajó e São Luís–Bragança–Viseu, que ocorrem na região continental e se estendem para a plataforma rasa. A Fig. III.31 mostra duas seções geológicas esquemáticas ilustrando o estilo estrutural desses riftes. A Bacia de Marajó estende-se da região a leste da Bacia Amazonas e adentra a região da Foz do Amazonas na Ilha de Marajó, onde se bifurca em dois ramos de rifte, constituindo o gráben de Mexiana a norte e o gráben de Limoeiro a leste da Ilha de Marajó. Uma

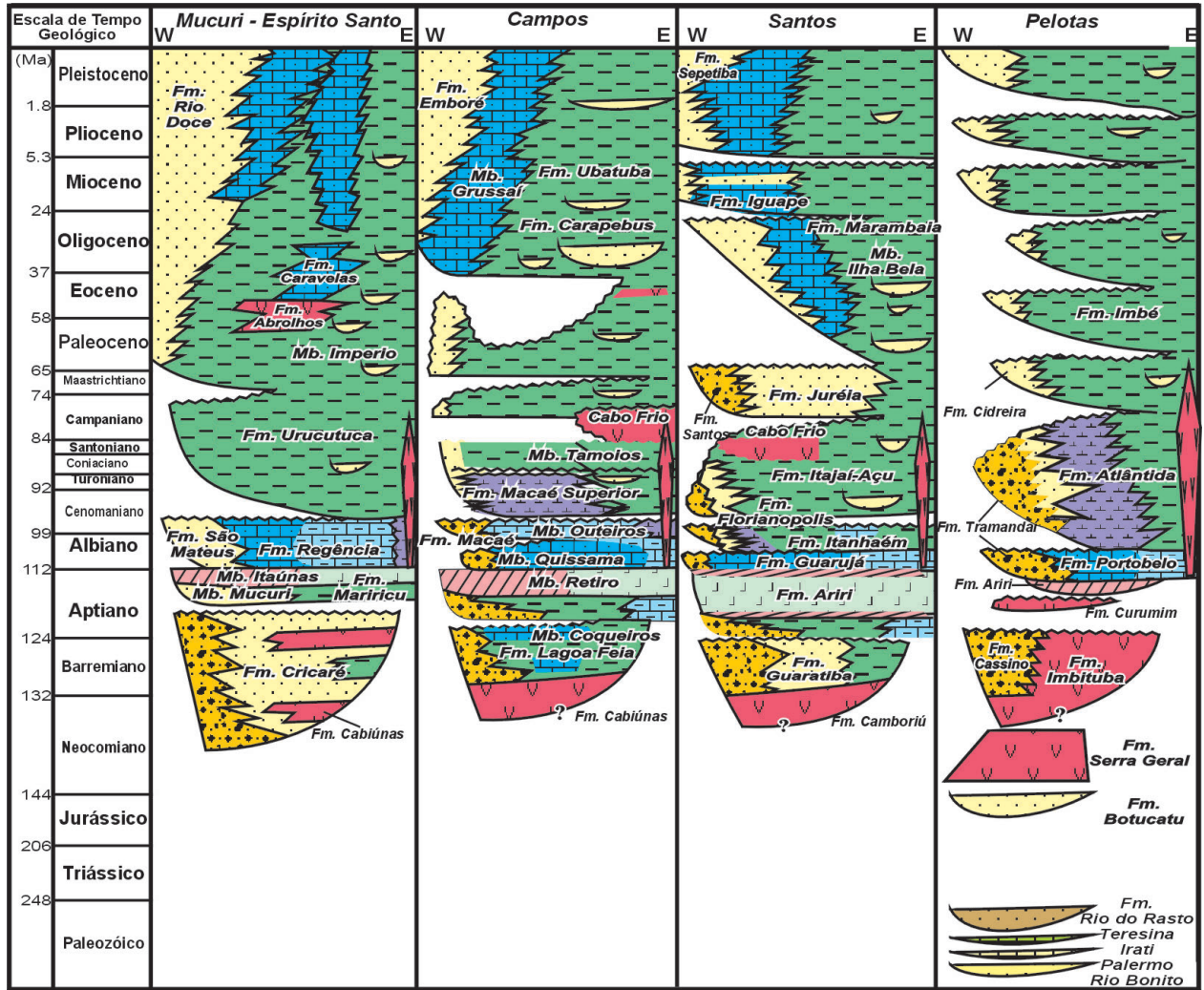


Figura III.26 – Colunas estratigráficas das bacias sedimentares da margem sudeste e sul brasileira

Figure III.26 – Stratigraphic columns of the sedimentary basins along the southeastern and southern Brazilian margin

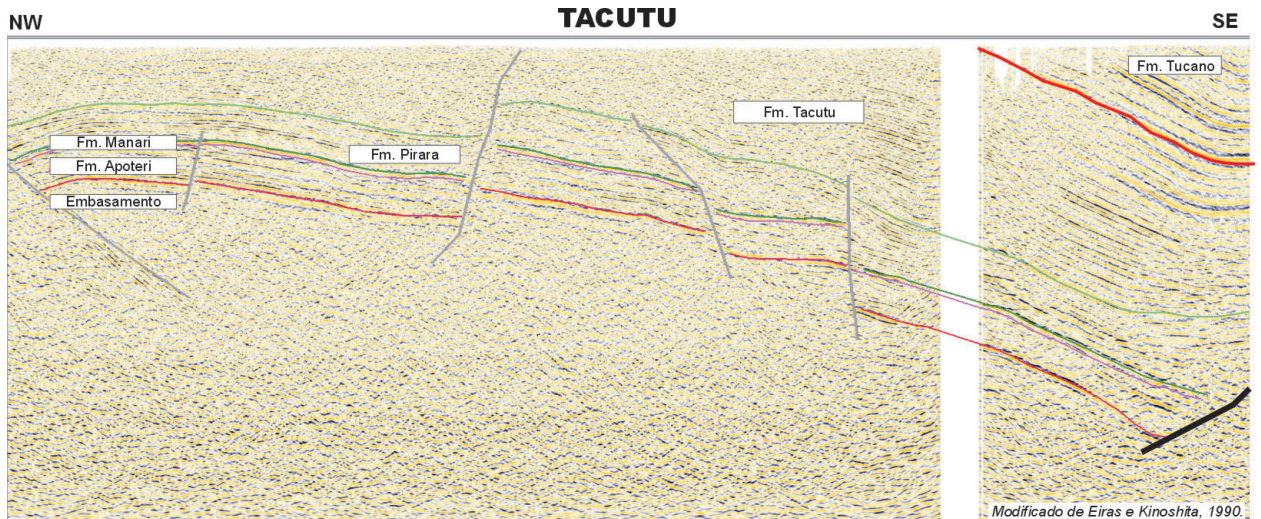


Figura III.27 – Seção sísmica na Bacia do Tacutu mostrando espessamento estratigráfico no depocentro controlado pela falha de Lethem

Figure III.27 – Seismic section in the Tacutu Basin showing stratigraphic thickening in the depocenter controlled by the Lethem fault

Modificado de Eiras e Kinoshita, 1990.

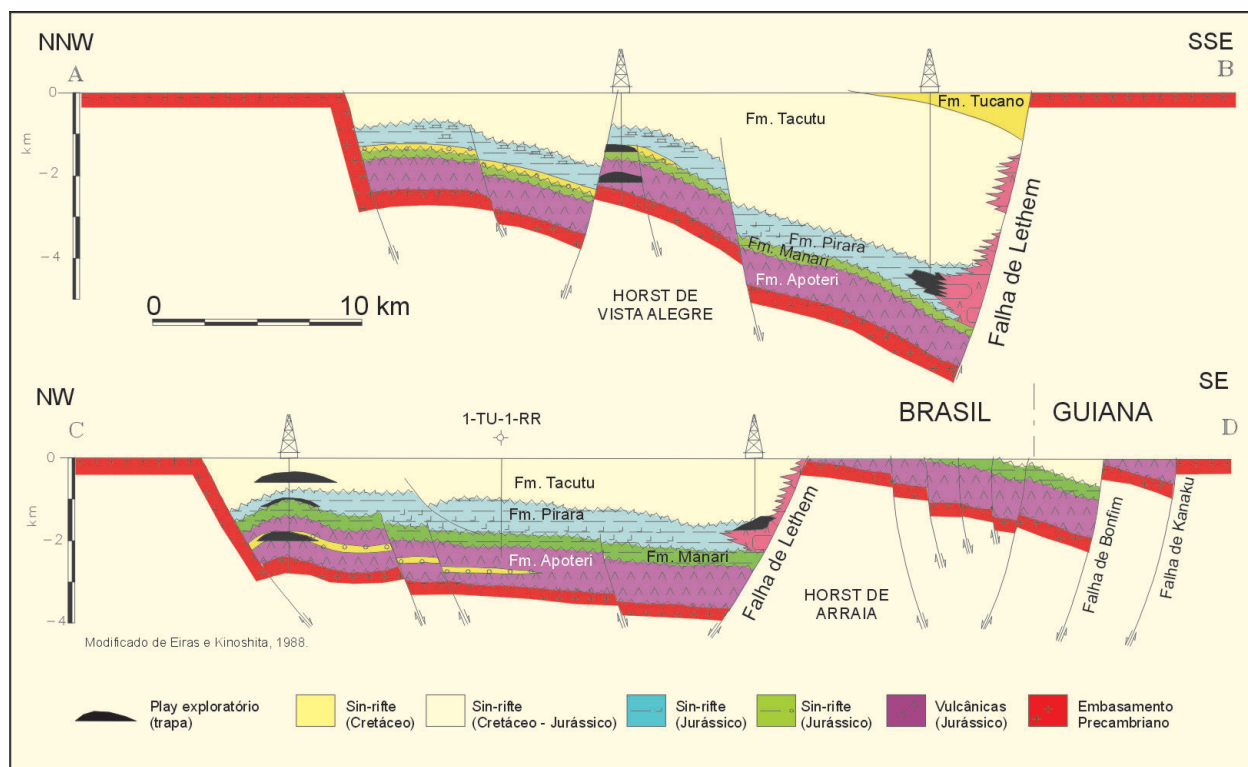


Figura III.28 – Seções geológicas esquemáticas na Bacia de Tacutu mostrando a sucessão estratigráfica e os altos internos regionais

Figure III.28 – Schematic geological sections in the Tacutu Basin showing the stratigraphic succession and the internal regional highs

das principais características da bacia é a ocorrência de notável anomalia gravimétrica positiva no eixo central da bacia, interpretada como intrusão de material mais denso na crosta (Milani, 1991). A espessura total da bacia atinge mais de 11.000 m, sendo constituída pelas megassequências pré-rifte, sinrifte e pós-rifte.

As bacias de Bragança–Viseu e São Luís–Ilha Nova constituem um sistema de riftes (semi-grábens e grábens) localizados na margem equatorial brasileira, próximo do litoral dos estados de Pará e Maranhão. Esses grábens estão encaixados entre terrenos do cinturão de dobramentos do Gurupi, o Arco Ferrer e a plataforma de Sobradinho, a sul, e pela plataforma da Ilha de Santana, a norte. Os diferentes depocentros são separados pelos altos de Gurupi e Curupu (Lima *et al.* 1994). A seqüência pré-rifte inclui sedimentos de idade paleozóica (Formação Bequimão do Cambriano) e sedimentos ordovicianos a triássicos relacionados à Bacia do Parnaíba (Aranha *et al.* 1990; Lima *et al.* 1994). A seqüência rifte, de idade aptiana a albiana, é caracterizada por sedimentos arenosos a conglomeráticos da Formação Bragança, seguindo-se sedimentos da Formação Grajaú, Codó e Itapecuru. Ocorrem também remanescentes de sedimentos siliciclásticos da Formação Peria (Cenomaniano), correspondente à fácies arenosa da Formação Caju e Formação Humberto de Campos, na Bacia de Pará–Maranhão e Barreirinhas. Recobrimdo a bacia ocorrem sedimentos cenozóicos da Formação Pirabas.

A Bacia Potiguar, em sua porção terrestre, consiste em semi-gráben de direção NE, com um alto estrutural interno (Alto de Quixabá) que separa o baixo de Boa Vista a norte e o gráben de Umbuzeiro a sul (Bertani *et al.* 1990). O rifte da Bacia Potiguar é controlado por falhas profundas (Matos, 1989), que continuam na direção da plataforma continental, onde se desenvolve uma sedimentação de margem passiva. Uma das principais características do rifte terrestre é a ocorrência de notável anomalia gravimétrica positiva na parte leste, interpretada como intrusão de material mais denso na crosta (Milani, 1991).

A sedimentação na Bacia Potiguar terrestre é caracterizada por três megassequências: sinrifte, transicional e pós-rifte (Matos, 1993). A megassequência sinrifte, representada pela Formação Pendência, de idade Neocomiano–Barremiano, é constituída por siltitos, folhelhos e arenitos. Esses sedimentos estão associados a intrusões ígneas (diabásios) na parte sul da bacia, que correspondem ao enxame de diques de direção leste–oeste da Formação Rio Ceará Mirim, com datação de 140–120 Ma (Araripe e Feijó, 1994). A megassequência transicional, depositada sobre a discordância *break-up*, é representada pela Formação Alagamar, constituída por sedimentos siliciclásticos aptianos. A megassequência pós-rifte ou marinha é representada pela Formação Açú, de idade albiano–turoniano, constituída por uma seqüência siliciclástica que grada para pelitos finos no topo, e pela Formação Jandaíra,

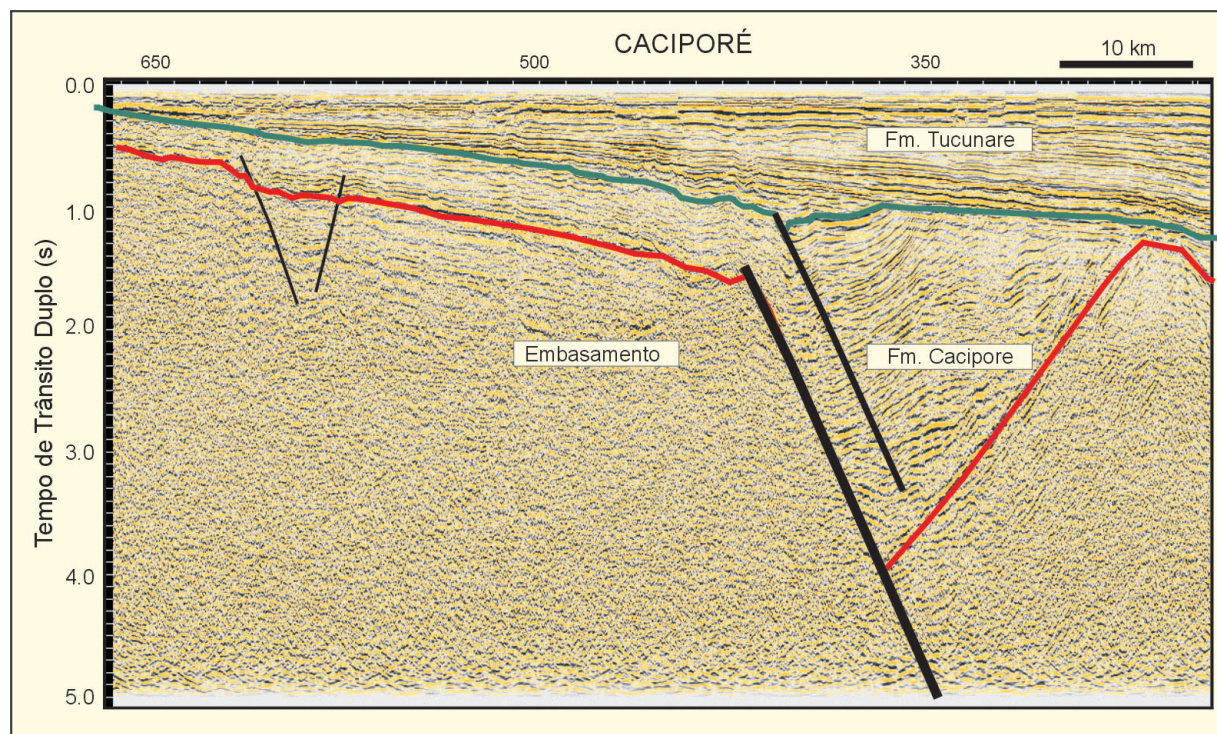


Figura III.30 – Seção sísmica no Gráben de Caciporé, mostrando espessamento estratigráfico no depocentro controlado por falha de alto ângulo com mergulho para leste

Figure III.30 – Seismic section in the Caciporé Graben, showing stratigraphic thickening in the depocenter controlled by high-angle, eastward-dipping faults

constituída por sedimentos carbonáticos de alta energia, de idade Cretáceo Superior. Essas megasseqüências são recobertas por sedimentos continentais arenosos da Formação Barreiras, de idade cenozóica. A Fig. III.32 apresenta uma seção geológica esquemática com as principais feições estruturais e estratigráficas da Bacia Potiguar em sua porção terrestre.

As bacias Recôncavo–Tucano–Jatobá (Fig. III.33) constituem um sistema de riftes que cobrem uma área de cerca de 45.000 km², alongando-se na direção N–S entre a cidade de Salvador até próximo ao lineamento de Pernambuco, quando as falhas da borda norte da bacia de Jatobá infletem para a direção NE (Milani, 1987; Magnavita e Cupertino, 1987; Magnavita e Cupertino, 1988; Milani e Davison, 1988; Santos e Braga, 1990; Santos *et al.* 1990). O limite norte da Bacia de Jatobá é condicionado pela falha de Ibimirim e pelo Lineamento de Pernambuco. A oeste o sistema de riftes Recôncavo–Tucano é limitado na porção sul pelo Cinturão Granulítico Atlântico, na porção central pelo Cráton São Francisco (Bloco Serrinha) e em Tucano norte por sedimentos do Proterozóico Superior. O limite leste dos riftes de Tucano norte e Jatobá corresponde ao maciço de Pernambuco–Paraíba; o limite leste de Tucano central corresponde aos sedimentos do Proterozóico Superior e na porção sul das bacias de Tucano e Recôncavo o limite leste corresponde ao cinturão granulítico e ao Alto de Jacuípe.

Esses riftes foram preenchidos com sedimentos da megasseqüência sinrifte, com alguns resíduos da megasse-

qüência pré-rifte e pequena cobertura por sedimentos da megasseqüência transicional, além da cobertura cenozóica da Formação Barreiras.

A megasseqüência pré-rifte é representada por sedimentos paleozóicos e permianos, incluindo a Formação Afligidos, com níveis evaporíticos, e também por sedimentos continentais siliciclásticos de idade jurássica da Formação Aliança e da Formação Sergi. A megasseqüência sinrifte, de idade Neocomiano–Barremiano, é representada pela Formação Candeias (folhelhos) e por uma seqüência de colmatção do lago que culmina com a deposição dos arenitos da Formação São Sebastião em ambiente fluvial (Caixeta *et al.* 1994). Junto à falha de Salvador, ocorrem conglomerados da Formação Salvador. Toda a seqüência do rifte é coberta por sedimentos siliciclásticos da Formação Marizal (Aptiano). Recobrindo as megasseqüências anteriores registra-se a ocorrência de sedimentos pouco consolidados da Formação Barreiras.

O sistema de riftes Recôncavo–Tucano–Jatobá está associado à tectônica extensional da abertura do Atlântico Sul (Milani *et al.* 1988; Figueiredo *et al.* 1994). Peraro (1995) sugere que movimentos transcorrentes são responsáveis por feições compressoriais na Bacia de Jatobá.

A Fig. III.34 mostra o mapa de anomalia Bouguer do sistema de riftes Recôncavo–Tucano–Jatobá e adjacências, no qual está localizado um perfil regional que atravessa a sub-Bacia de Tucano Central e alcança a região de águas

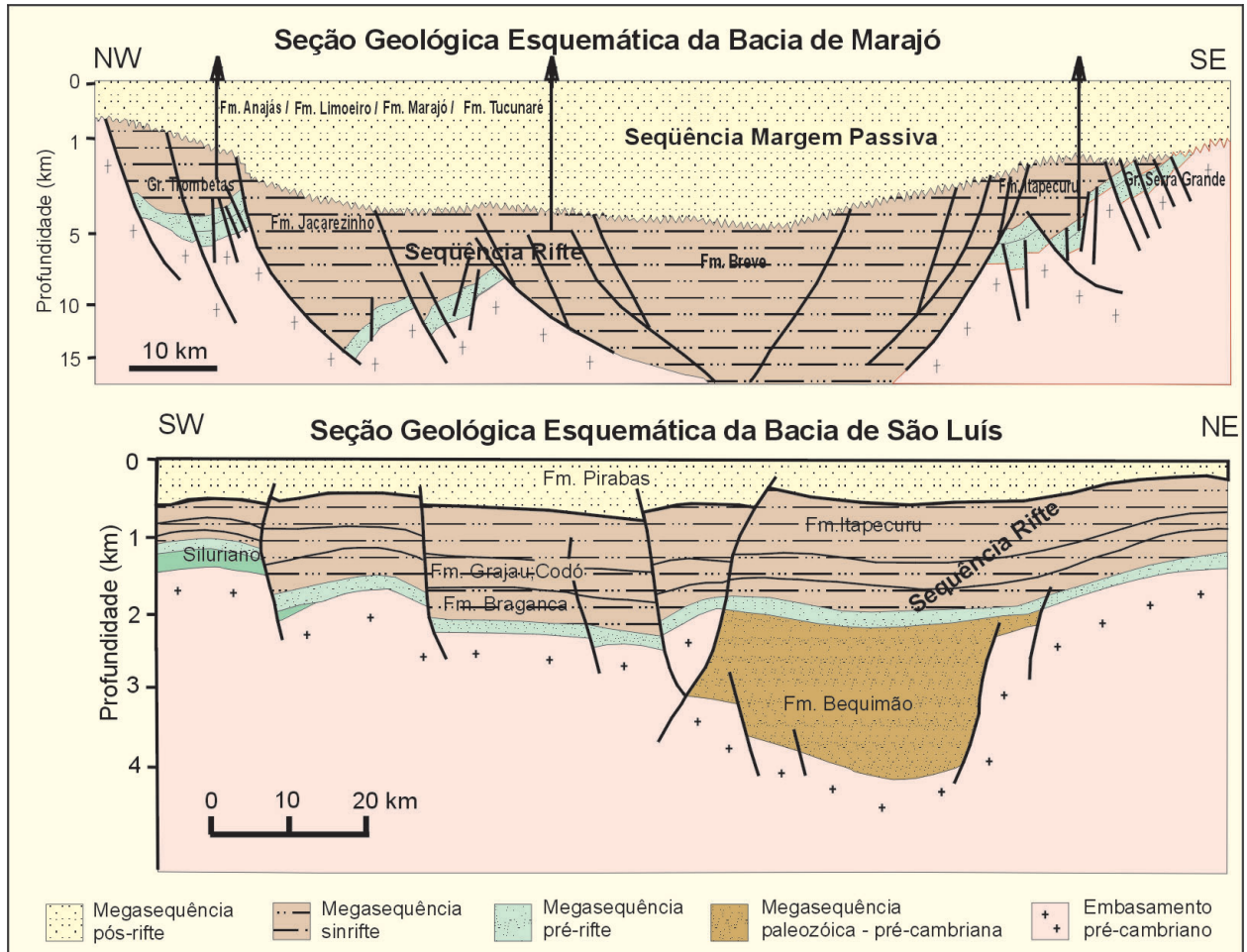


Figura III.31 – Seções geológicas esquemáticas na Bacia de Marajó e de São Luís, mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico das seqüências sinrifte e pós-rifte

Figure III.31 – Schematic geological sections in the Marajó and São Luís basins, showing the structural and stratigraphic framework for the syn-rift and post-rift successions

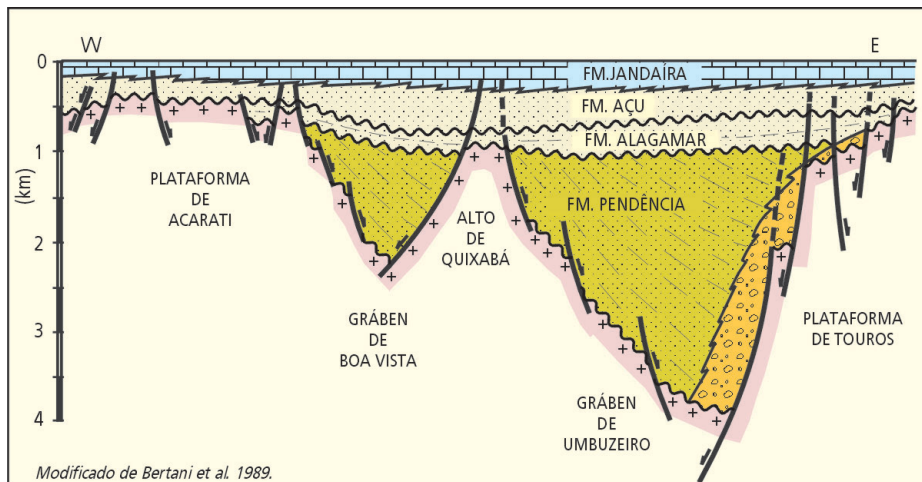


Figura III.32 – Seção geológica esquemática na Bacia Potiguar (parte terrestre), mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico das seqüências sinrifte e pós-rifte

Figure III.32 – Schematic geological section in the Potiguar Basin (onshore), showing the structural and stratigraphic framework for the syn-rift and post-rift successions

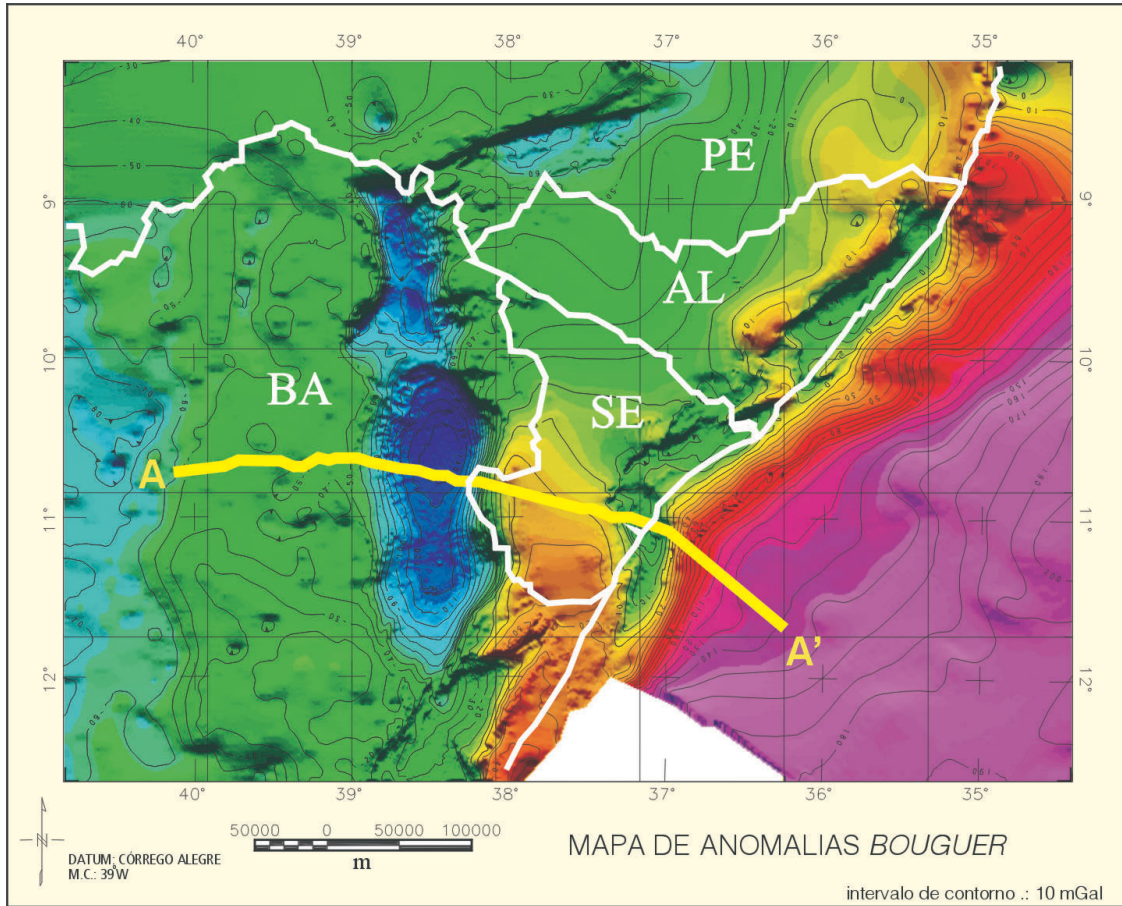


Figura III.34 – Mapa de anomalia Bouguer do segmento nordeste brasileiro e da margem continental entre as bacias de Sergipe–Alagoas e Jacuípe

Figure III.34 – Bouguer anomaly map of the northeastern Brazil segment and the continental margin between the Sergipe–Alagoas and Jacuípe basins

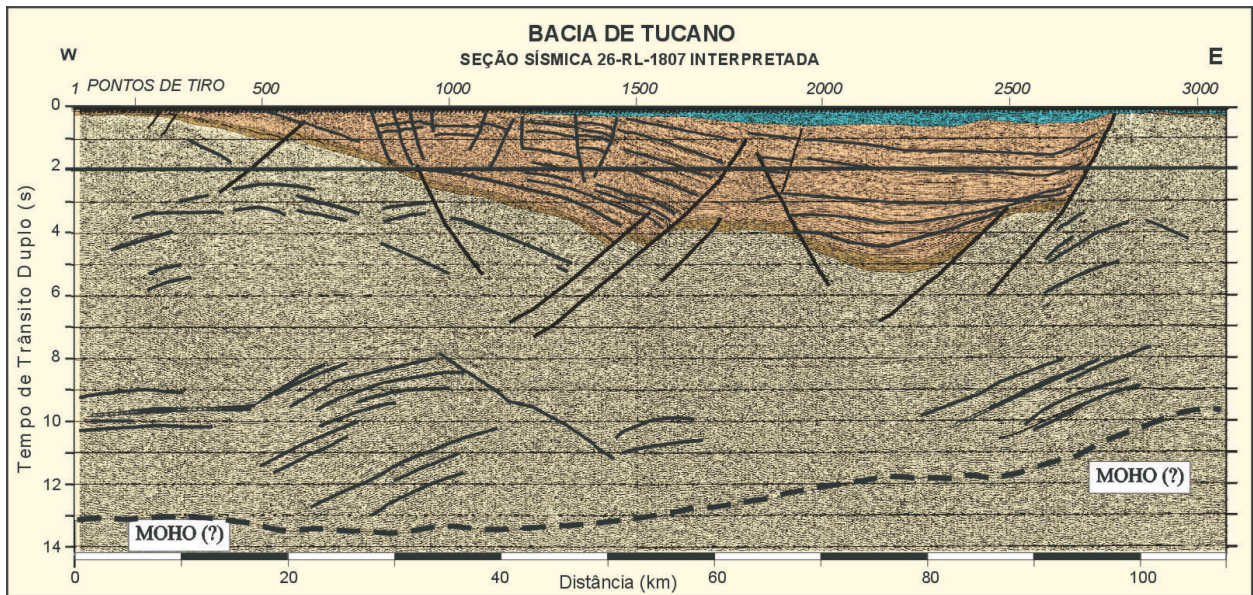


Figura III.35 – Seção sísmica na Bacia de Tucano Central, mostrando espessamento estratigráfico no depocentro controlado por falha de alto ângulo com mergulho para oeste

Figure III.35 – Seismic section in the Central Tucano Basin, showing stratigraphic thickening in the depocenter controlled by high-angle, westward-dipping faults

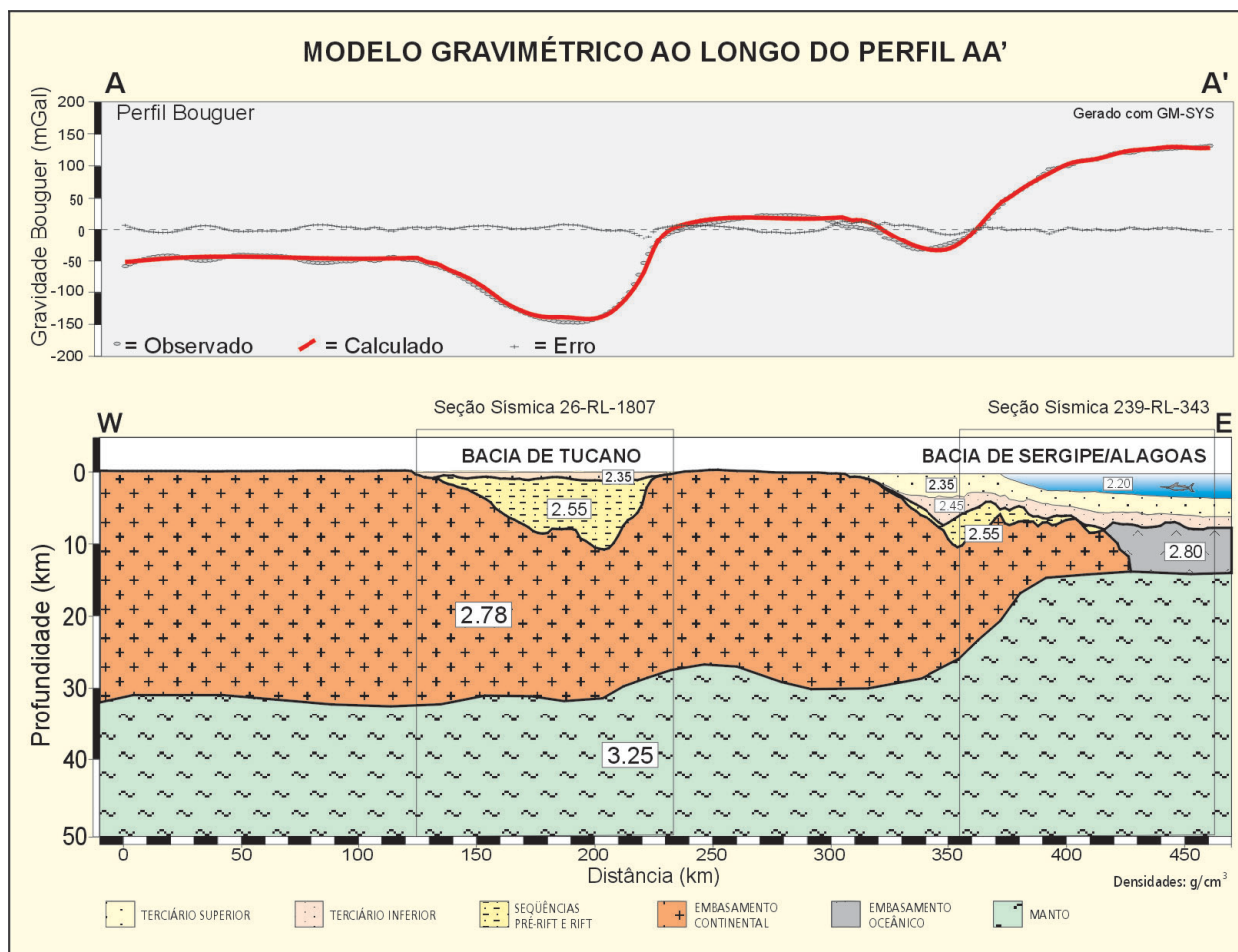


Figura III.36 – Modelo de arquitetura crustal ao longo do perfil AA' entre Tucano e Sergipe-Alagoas mostrando abrupto afinamento crustal na região da margem continental

Figure III.36 – Crustal architecture model along the Tucano-Sergipe-Alagoas transect, showing abrupt crustal thinning in the continental margin region

controlada por grandes falhas de direção NE no embasamento pré-cambriano, que foram reativadas como falhas extensionais normais e direcionais (Radambrazil, 1983). A Fig. 37b mostra uma imagem de satélite (Landsat) com as feições geomorfológicas da região adjacente ao rifte. O preenchimento sedimentar dessa bacia é associado a ambientes continentais lacustrinos e fluviais, que preenchem diversos compartimentos controlados por falhas normais que apresentam alternâncias de polaridade (Marques, 1990). A idade da sedimentação é atribuída a eventos tectônicos iniciados no Eoceno, em função da ocorrência de lavas ankaramíticas datadas de 50 Ma na bacia de Volta Redonda (Riccomini *et al.* 1992) e estende-se até o Quaternário. A Fig. III.38 mostra uma linha sísmica na parte centro-sul da Bacia de Taubaté, caracterizando a falha mestre na borda sul do gráben, ao contrário de outros segmentos do rifte, que apresentam controle por falha mestre na borda norte (Marques, 1990).

Vários outros pequenos grábens ocorrem ao longo da margem continental brasileira, desde a margem equatorial

(e.g., Gráben de Jacaúnas no Ceará, preenchido com sedimentos aptianos) até os grábens de Sete Barras e Cananéia na região oeste da Bacia de Santos (Almeida, 1976; Machado Jr., 2001), desenvolvidos entre o Terciário e o Quaternário.

Bacias sedimentares da margem continental

As bacias sedimentares da margem continental são analisadas nos seguintes segmentos:

Margem Equatorial (segmento transformante)

- Bacia da Foz do Amazonas
- Bacia Pará-Maranhão
- Bacia de Barreirinhas
- Bacia de Piauí-Camocim
- Bacia do Ceará-Mundaú
- Bacia Potiguar

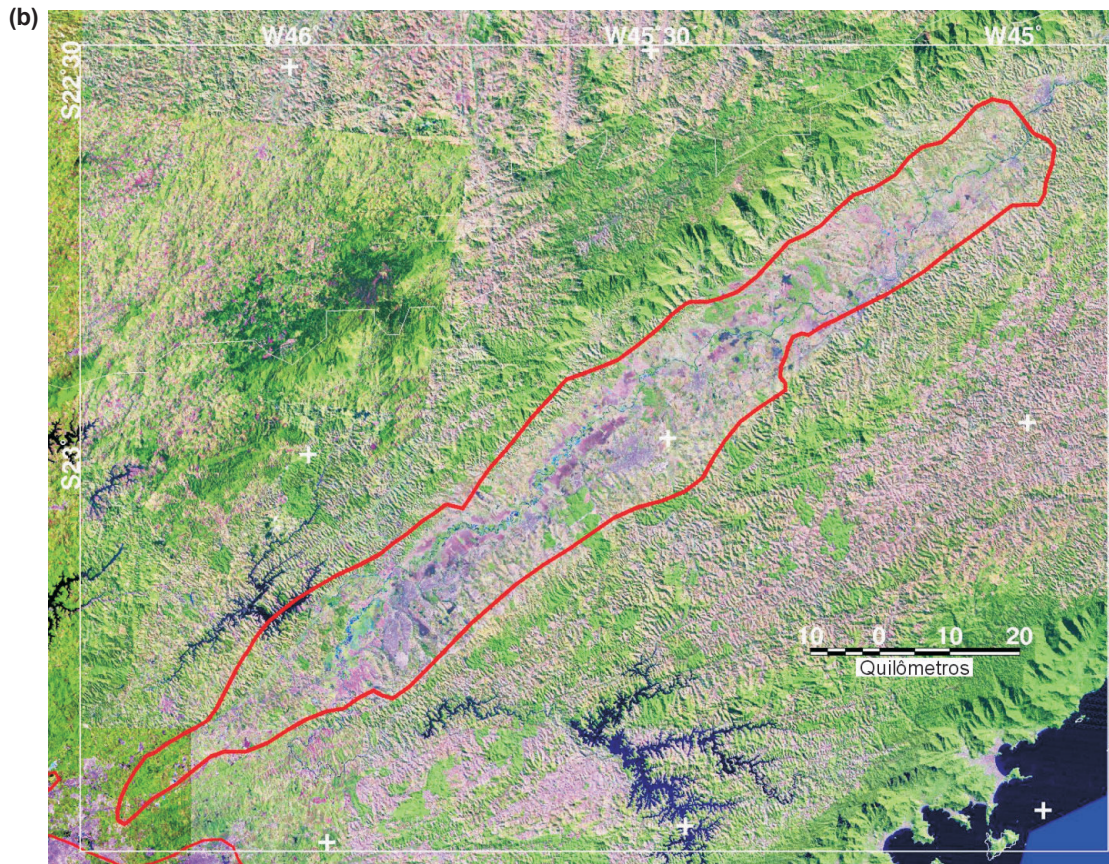
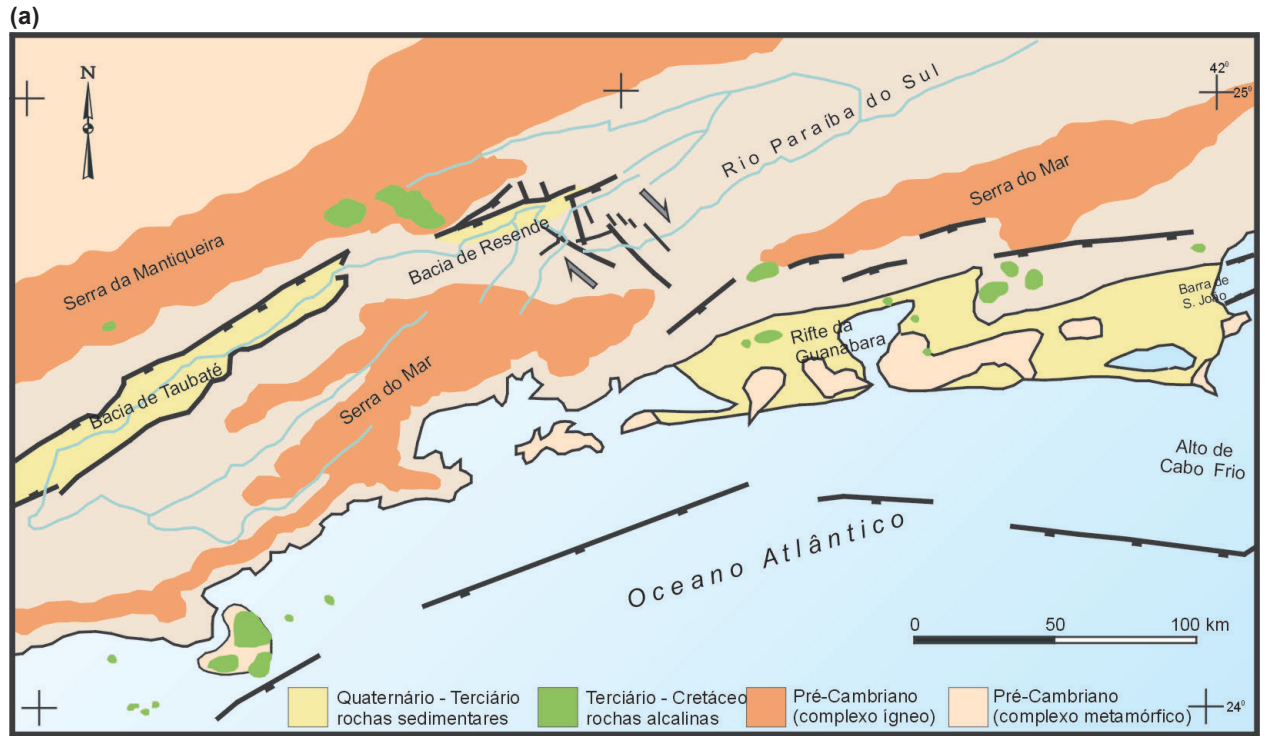


Figura III.37 – (a) Mapa geológico esquemático da região continental emersa adjacente ao segmento sudeste da margem divergente brasileira; e (b) Imagem Landsat de detalhe da Bacia de Taubaté

Figure III.37 – (a) Schematic geological map of the onshore continental region adjacent to the southeastern segment of the divergent Brazilian margin; and (b) Detailed Landsat image of the Taubaté Basin

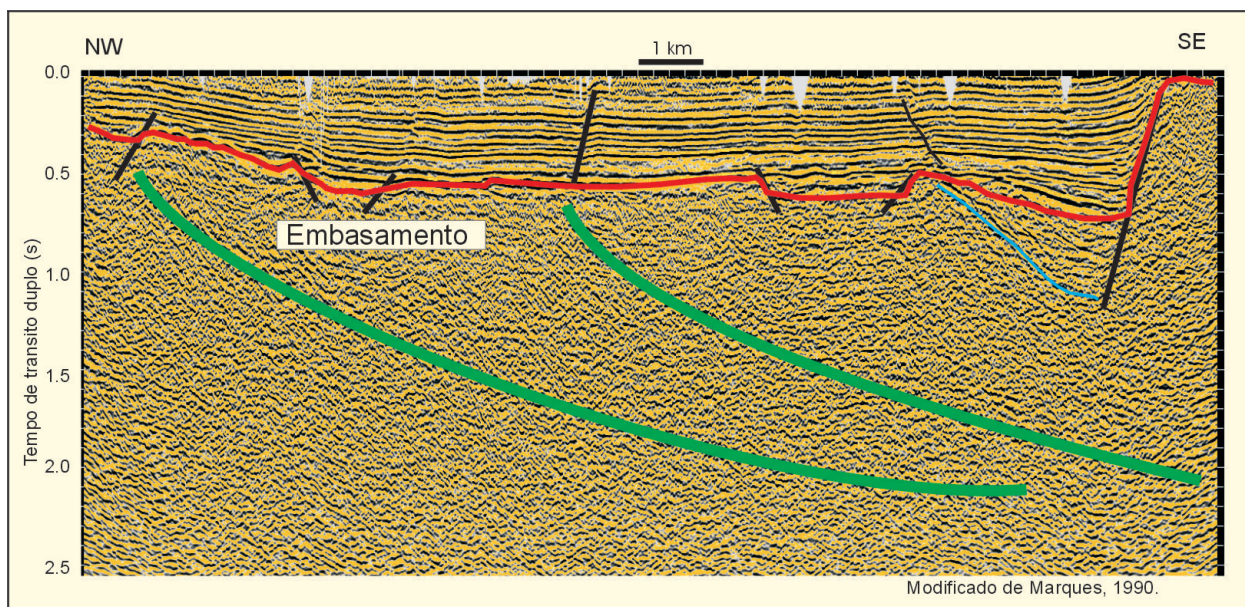


Figura III.38 – Seção sísmica na Bacia de Taubaté, mostrando espessamento estratigráfico no depocentro controlado por falha de alto ângulo com mergulho para oeste

Figure III.38 – Seismic section in the Taubaté Basin, showing stratigraphic thickening in the depocenter controlled by high-angle, westward-dipping fault

Margem Nordeste (segmento transversal)

Bacia de Pernambuco–Paraíba
Bacia Sergipe–Alagoas
Bacia de Jacuípe

Margem Leste, Sudeste e Sul (segmento divergente)

Bacia de Camamu
Bacia de Almada
Bacia de Jequitinhonha
Bacia de Cumuruxatiba
Bacia de Mucuri
Bacia do Espírito Santo
Bacia de Campos
Bacia de Santos
Bacia de Pelotas

Margem Equatorial (segmento transformante)

A margem equatorial é caracterizada pela ocorrência de falhas da borda do rifte sub-paralelas às falhas transformantes de direção E–W (e.g., falha de Sobradinho, em Barreirinhas). Alguns grábens (em particular os riftes de Cassiporé, Marajó e Potiguar) apresentam falhas de borda com direções distintas das observadas nas bacias *pull-apart* da margem continental.

Os mapas de métodos potenciais indicam que a margem transformante é caracterizada por segmentos de direção E–W e segmentos de direção NW–SE, formando um padrão *en-*

echelon característico de bacias associadas a movimentações transcorrentes ou margens transformantes (Gorini, 1993).

A Fig. III.24 apresenta a sucessão de colunas para a margem equatorial. Observa-se notável variação litológica entre a Bacia da Foz do Amazonas e a Bacia Pará–Maranhão no Terciário. Enquanto na Foz ocorreu interrupção da sedimentação carbonática durante o Mioceno Superior, devido ao grande aporte de siliciclásticos provenientes do Rio Amazonas, na Bacia Pará–Maranhão a estabilidade tectônica e o baixo aporte de siliciclásticos permitiram a deposição de carbonatos até o Recente (Silva e Rodarte, 1989).

Algumas bacias da margem equatorial são caracterizadas por grandes espessuras sedimentares, notadamente na região da Foz do Amazonas, onde a profundidade do embasamento localmente atinge mais de 18 km (Russo, 1999). Linhas regionais de resolução profunda, notadamente em Barreirinhas e Pará–Maranhão, indicam que a espessura sedimentar pode atingir mais de uma dezena de quilômetros na direção da quebra da plataforma (Azevedo, 1991).

No aspecto tectônico a margem equatorial é bastante variada, apresentando diversos estilos, desde falhas normais de rifte até falhas inversas na porção oeste da Bacia do Ceará, com cinturões de dobramentos associados às falhas de transcorrência envolvendo o embasamento. Destaca-se também notável cinturão de dobramentos associado à tectônica gravitacional, como observado na região além da quebra do talude nas bacias da Foz do Amazonas, Pará–Maranhão e Barreirinhas (Guimarães *et al.* 1989; Zalán, 1999; Koyi, 2000; Zalán, 2001). É possível que essas feições estejam relacionadas

à movimentação de falhas transformantes e também a intrusões vulcânicas, bastante comuns no segmento entre Ceará e Potiguar.

Bacia da Foz do Amazonas

A Bacia da Foz do Amazonas situa-se na porção oeste da margem equatorial brasileira. Limita-se a noroeste com o platô de Demerara e a sudeste com a Bacia Pará–Maranhão, na parte oeste da Ilha de Santana (Fig. III.3a e Fig. III.22). Abrange uma área de aproximadamente 350.000 km², incluindo a plataforma continental, talude e região de águas profundas, até o limite entre as crostas continental e oceânica (Tab. III.1a).

Os primeiros registros sedimentares desta bacia compreendem clásticos da megasseqüência pré-rifte, representados pela Formação Calçoene, de idade triássica, inferida a partir da datação radiométrica (entre 186 e 222 Ma) de basaltos intercalados com sedimentos arenosos (Brandão e Feijó, 1994a). Esses sedimentos são recobertos pelas megasseqüências sinrifte e pós-rifte. A megasseqüência sinrifte relaciona-se à abertura final do Atlântico e na região equatorial desenvolveu-se entre o Cretáceo Inferior e o Alboaptiano, correspondendo a sedimentos siliciclásticos da Formação Caciporé. A megasseqüência pós-rifte (ou marinha) pode ser subdividida em três intervalos estratigráficos principais: o primeiro inclui sedimentos depositados entre o Albiano Superior–Cenomaniano e o Santoniano (Formação Limoeiro), sendo caracterizado por uma sedimentação clástica marinha transgressiva. O segundo intervalo inclui sedimentos

depositados do Campaniano ao Mioceno Médio, que formam uma espessa plataforma carbonática proximal (Formação Amapá), ladeada por areias proximais (Formação Marajó), e em direção ao eixo da bacia, em sedimentação regressiva, ocorrem sedimentos pelágicos distais (Formação Travosas). O terceiro intervalo inclui sedimentos depositados do Mioceno ao Recente e é representado por uma expressiva cunha sedimentar clástica progradante (Grupo Pará), que forma uma grande espessura sedimentar na Foz do Amazonas. Na parte central da bacia, na região do talude conhecida como Cone do Amazonas, observa-se uma intensa tectônica gravitacional que estrutura toda a seção cenozóica por meio de falhas extensionais e falhas de empurrão na direção da bacia profunda (Silva e Rodarte, 1989; Silva *et al.* 1999; Mello *et al.* 2001).

A Fig. III.39 apresenta o arcabouço estratigráfico e estrutural com base em seção sísmica regional na região da Foz do Amazonas (Silva e Maciel, 1998). A Fig. III.40 apresenta uma seção geológica baseada em dados sísmicos e de poços, mostrando vários compartimentos tectônicos, desde o domínio extensional na plataforma até o domínio de empurrões além da quebra da plataforma. A seção sísmica e a seção geológica sugerem que a movimentação do embasamento e dos sedimentos terciários pode estar relacionada à presença da zona de fratura de São Paulo. Algumas linhas sísmicas adquiridas na região de águas profundas da margem equatorial brasileira indicam que as zonas de fratura associadas às falhas transformantes estão tectonicamente ativas até o presente, afetando a cobertura sedimentar do Terciário e perturbando o fundo do mar, com movimentos compressoriais e extensionais (Silveira, 1993).

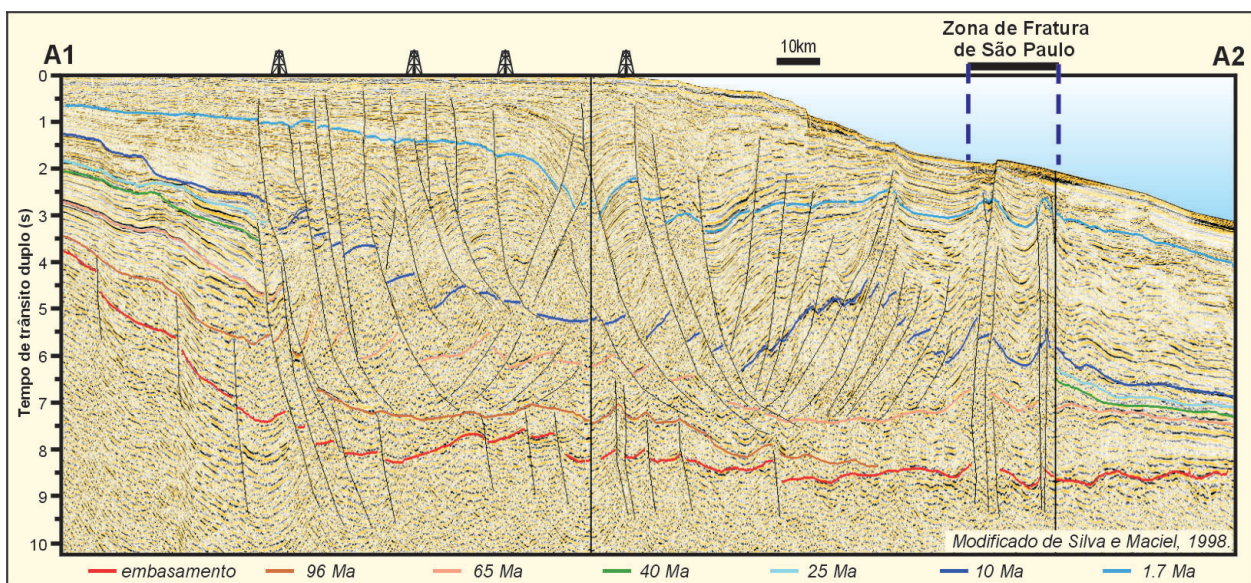


Figura III.39 – Seção sísmica na Foz do Amazonas, mostrando grande espessamento estratigráfico na plataforma continental e falhas extensionais e compressoriais na região de águas profundas

Figure III.39 – Seismic section in the Amazon Cone Basin, showing stratigraphic thickening in the continental platform and extensional and compressional faults in the deep water region

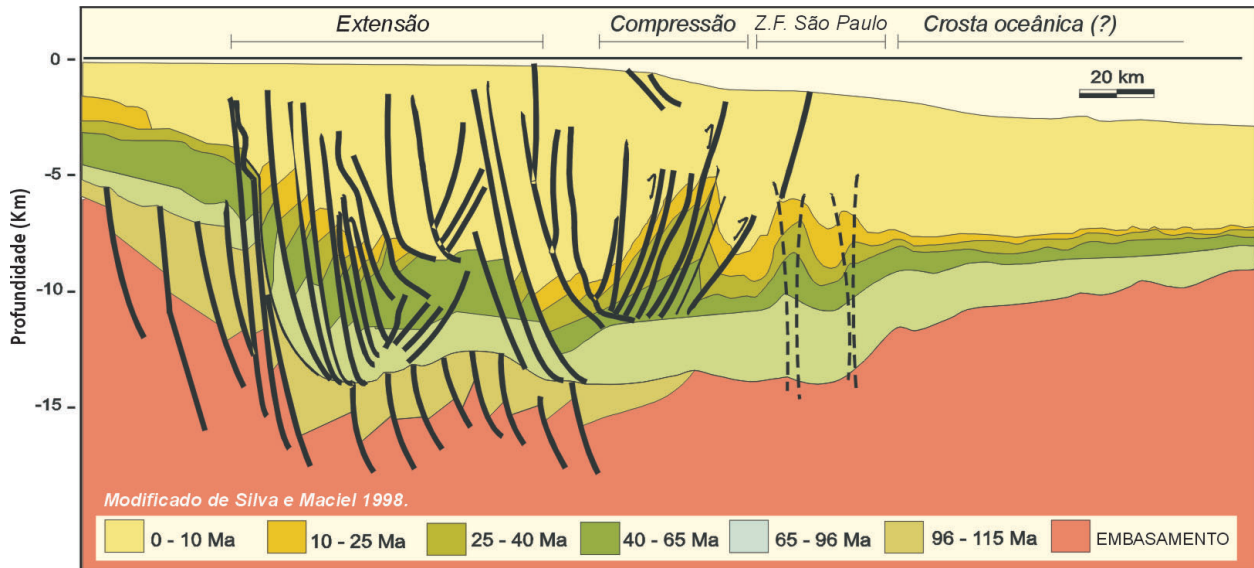


Figura III.40 – Seção geosísmica na Foz do Amazonas, mostrando seqüências estratigráficas e domínios tectônicos na plataforma continental e na região de águas profundas

Figure III.40 – Geoseismic section in the Amazon Cone Basin, showing stratigraphic sequences and tectonic domains in the continental platform and in the deep water region

Bacia Pará–Maranhão

A Bacia Pará–Maranhão está localizada na porção norte da Plataforma Continental Brasileira, na costa dos Estados do Pará e Maranhão (Fig. III.22), limitada a oeste e sul pela plataforma da Ilha de Santana, que é caracterizada por embasamento raso. Recobre uma área total de cerca de 50.000 km², sendo 26.000 km² até a batimetria 400 m, e 24.000 km² entre 400 m e 3.000 m.

São caracterizadas duas principais megasseqüências tectonossedimentares, depositadas em diferentes fases da evolução da bacia: sinrifte e pós-rifte ou marinha (Cainelli e Moraes Jr., 1986; Guimarães *et al.* 1989; Brandão e Feijó, 1994b). A megasseqüência sinrifte (Eo-Albiano) caracteriza-se por uma sedimentação flúvio/deltaico/lacustrina do Grupo Canárias, confinada a semi-grábens. A megasseqüência pós-rifte ou marinha pode ser subdividida em dois intervalos estratigráficos: o primeiro, do Albiano Superior ao Santoniano, corresponde ao Grupo Caju, caracterizado por uma sedimentação transgressiva, quando inicialmente foram depositados os carbonatos da Formação Bonfim, ladeados pelos arenitos Peria, em direção à borda da bacia, e pelos folhelhos da Formação Preguiças, em direção ao eixo da bacia, com os pelitos da Formação Travosas (Grupo Humberto de Campos) recobrendo essas rochas. O segundo intervalo, do Campaniano ao Recente, caracteriza-se por uma sedimentação regressiva, caracterizando-se uma extensa plataforma carbonática (Formação Ilha de Santana) ladeada a sul, na borda da bacia, por areias proximais (Formação Areinhas), e na direção norte, por folhelhos da Formação Travosas.

A região além do talude é caracterizada por uma espessa seqüência sedimentar e por feições vulcânicas, que freqüentemente coincidem com o prolongamento de zonas de fraturas. A Fig. III.41 mostra o estilo estrutural ao longo de uma seção sísmica da plataforma até a região do sopé do talude e bacia oceânica, mostrando a assinatura sísmica de alto vulcânico associado a zonas de fratura. A Fig. III.42 mostra notável cinturão de dobramentos no sopé do talude, cujo mecanismo de formação pode estar associado a processos de colapso gravitacional na plataforma e compressão na região de crosta oceânica, particularmente em regiões afetadas por zonas de fraturas (Guimarães *et al.* 1989; Zalán, 1999; Koyi, 2000).

Bacia de Barreirinhas

A Bacia de Barreirinhas localiza-se na margem equatorial brasileira, cobrindo parte da costa do Estado do Maranhão e a plataforma continental adjacente (Fig. III.22). Trata-se de uma depressão limitada, a noroeste, pela Plataforma de Ilha de Santana, e a leste pelo Alto de Tutóia. Sua área total é de aproximadamente 40.000 km², sendo 10.000 km² de área terrestre e 30.000 km² de área marítima.

Três megasseqüências sedimentares são reconhecidas na bacia: pré-rifte, sinrifte e pós-rifte. A primeira engloba rochas sedimentares e ígneas da subjacente Bacia do Parnaíba (Paleozóico) e inclui também os sedimentos neojurássicos e eocretáceos (Formação Pastos Bons e Formação Corda), além de rochas ígneas da Formação Sardinha (Neocomiano). A megasseqüência sinrifte, de idade Cretáceo Inferior a Albo-

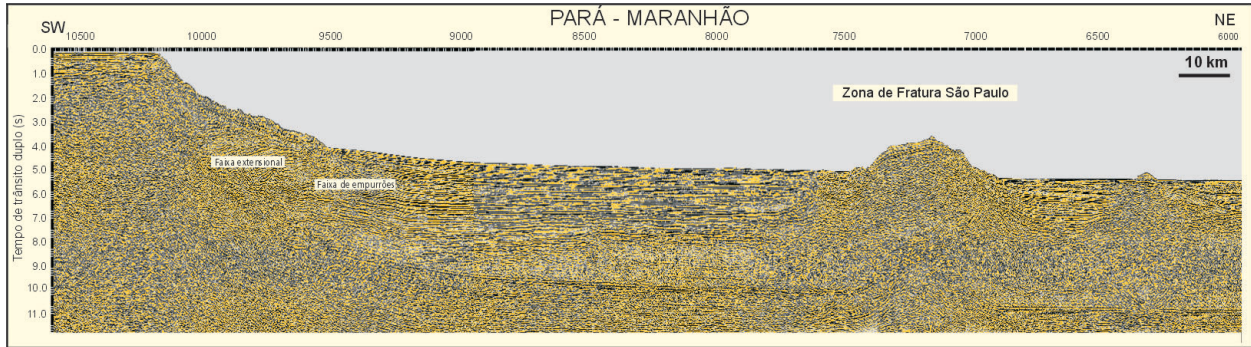


Figura III.41 – Seção sísmica na Bacia Pará–Maranhão, mostrando seqüências estratigráficas e ocorrência de altos vulcânicos associados a zonas de fraturas transformantes

Figure III.41 – Seismic section in the Pará–Maranhão Basin, showing stratigraphic sequences and occurrence of volcanic ridges associated with the transform fracture zones

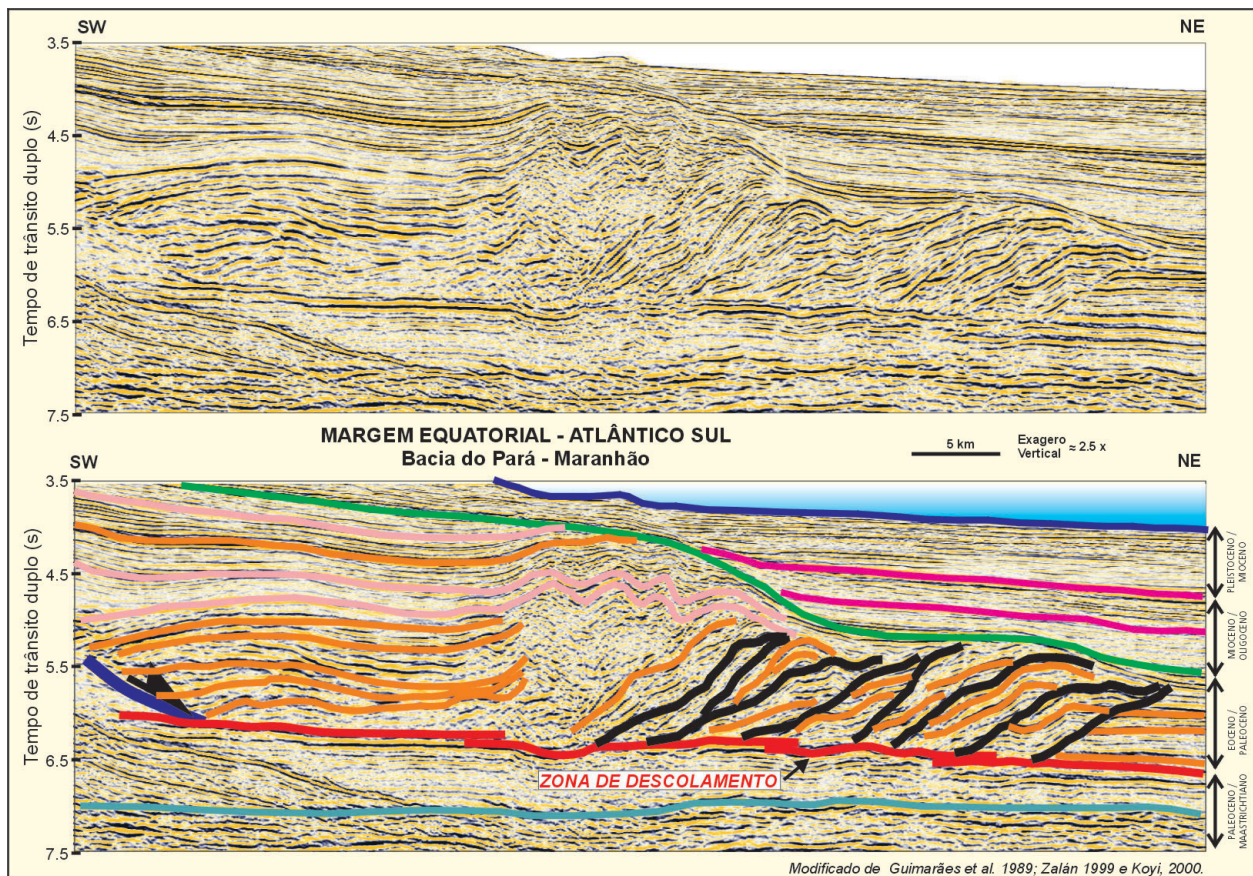


Figura III.42 – Seção sísmica na Bacia Pará–Maranhão, mostrando cinturão de dobramento na região da quebra da plataforma, talude e bacia profunda

Figure III.42 – Seismic section in the Pará–Maranhão Basin, showing fold belt in the shelf-edge, slope and deep basin

Aptiano, constitui o pacote geneticamente relacionado com a Bacia de Barreirinhas propriamente dita (Feijó, 1994a). Teve início com a tectônica extensional que atingiu o clímax no Aptiano (Azevedo, 1986), sendo representada pelos sedimentos clásticos de um complexo flúvio-deltaico (Grupo Canárias). A megasseqüência pós-rifte ou marinha, como na Bacia Pará–

Maranhão, também pode ser subdividida em dois intervalos, conforme discutido anteriormente, englobados no Grupo Caju, representado por clásticos e carbonatos de alta e baixa energia albo-cenomanianos. O Grupo Humberto de Campos, representado por uma seção progradante nerítica e batial (Turoniano–Oligoceno) é coberto por carbonatos de alta energia

da Formação Pirabas (Mioceno–Recente) e finalmente ocorre a cobertura de clásticos plio-pleistocênicos da Formação Barreiras (Feijó, 1994a).

A Fig. III.43 mostra uma seção geológica esquemática na Bacia de Barreirinhas, caracterizando notável cinturão de dobramentos na região além do talude, associado à tectônica gravitacional (Caldeira *et al.* 1991). A bacia é caracterizada por grande espessura sedimentar e presença de feições vulcânicas além da quebra do talude (Guimarães *et al.* 1989).

Bacia do Ceará – parte oeste (Sub-Bacias de Piauí–Camocim, Acaraú, Icarai)

As sub-Bacias de Piauí–Camocim, Acaraú e Icarai constituem a parte oeste da Bacia do Ceará, que engloba ainda a sub-Bacia de Mundaú, que será discutida posteriormente. Estas sub-Bacias localizam-se na margem equatorial brasileira, em frente ao litoral dos estados do Piauí e do Ceará (Fig. III.22) e são limitadas, a oeste, pelo Alto de Tutóia, que as separa da Bacia de Barreirinhas, e a leste a separação entre as sub-Bacias de Icarai e Mundaú se dá na plataforma de Aracati (Beltrami *et al.* 1994). O limite entre a sub-Bacia de Mundaú e a Bacia Potiguar se dá no Alto de Fortaleza. A área total das sub-Bacias é de aproximadamente 30.100 km², sendo 1.000 km² na região emersa.

As sub-Bacias mais a oeste (Piauí–Camocim, Acaraú, Icarai) são caracterizadas por feições associadas a transcorrência e compressão, que invertem depocentros anteriormente formados (Zalán e Warme, 1985; Costa *et al.* 1990), enquanto a sub-Bacia de Mundaú, no extremo leste da bacia do Ceará, é menos influenciada pelos esforços ligados à movimentação dextral entre as placas africana e sul-americana (Matos e Waick, 1998; Matos, 2000).

A semelhança de outras bacias da margem continental, podem ser reconhecidas três megassequências tectonossedimentares: a primeira (megassequência sinrifte) reúne rochas de natureza continental, correspondendo clásticos continentais meso-aptianos da Formação Mundaú. A megassequência transicional, acima da discordância *break-up*, é representada pela Formação Paracuri, que inclui carbonatos e evaporitos localizados de idade neoaptiana/eoalbiana, marcando a transição do ambiente continental para o marinho restrito. A megassequência pós-rifte ou marinha, tipicamente de margem passiva, é associada aos sedimentos siliciclásticos da Formação Ubarana (Cretáceo Superior a Terciário), depositados em ambiente essencialmente marinho (Beltrami *et al.* 1994). O Terciário Superior é marcado pela deposição dos carbonatos progradantes e rochas siliciclásticas das formações Guimarães e Tibau.

Destaca-se nas bacias de Piauí–Camocim o hiato entre o Cenomaniano e o Eoceno, devido à inversão de bacia, caracterizando-se um hiato com mais de 50 milhões de anos de duração (Beltrami *et al.* 1994). A notável transpressão observada em linhas sísmicas (Beltrami *et al.* 1989; Costa *et al.* 1990) é responsável pela inversão estrutural de baixos do rifte, soerguendo os sedimentos anteriormente depositados e resultando em estruturas anticlinais e falhas de empurrão. Em termos estruturais, a principal feição da bacia corresponde ao Alto Atlântico, uma feição positiva de direção E–W relacionada a grandes falhas transpressionais (*wrench*) envolvendo o embasamento (Zalán e Warme, 1985). É possível que ocorram sedimentos paleozóicos na sequência pré-rifte, ainda não-atingida por perfurações na plataforma continental (Beltrami *et al.* 1994).

A Fig. III.44 mostra uma seção sísmica ilustrando o estilo estrutural desse segmento da margem equatorial, caracterizando a parte leste da estrutura em flor positiva do

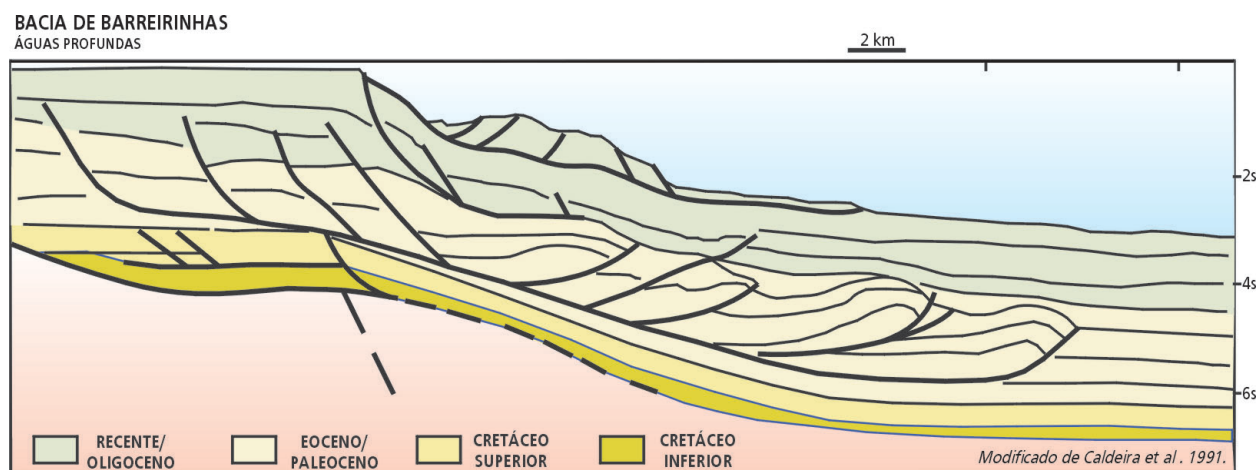


Figura III.43 – Seção geosísmica na Bacia de Barreirinhas, mostrando falhas extensionais e compressionais na borda da plataforma, formando cinturão de dobramento em águas profundas

Figure III.43 – Geoseismic section in the Barreirinhas Basin, showing extensional and compressional faults near the shelf break, forming deep water fold belts

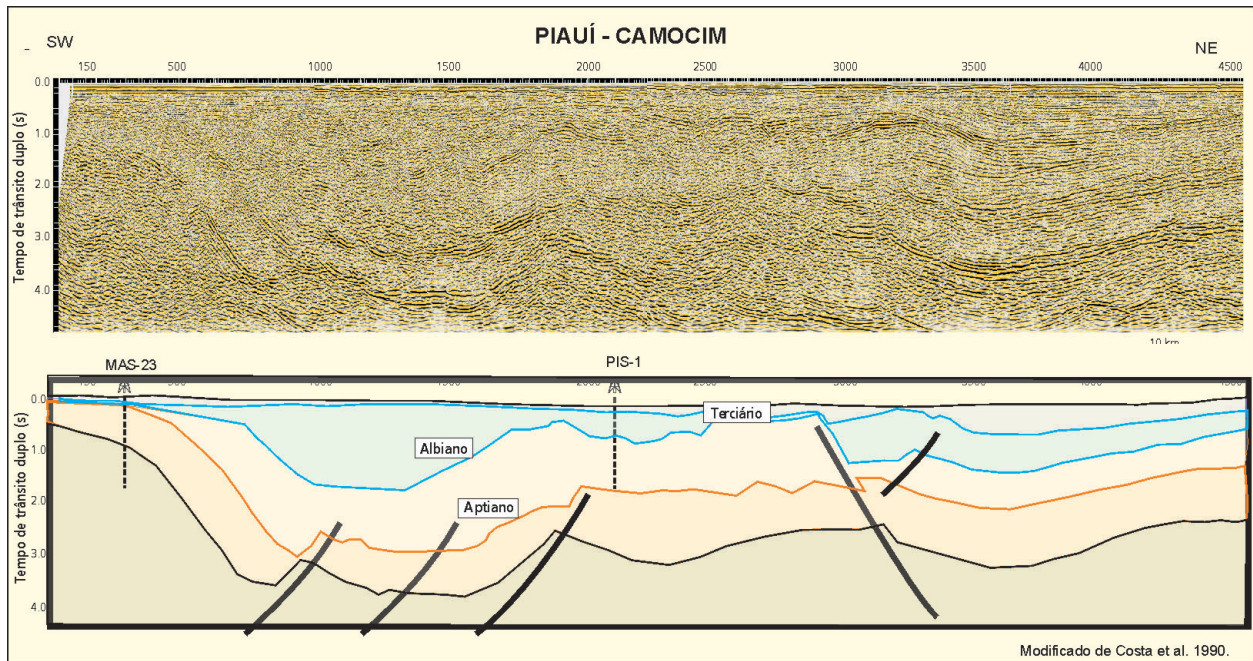


Figura III.44 – Seção sísmica na Bacia de Piauí–Camocim, mostrando inversão de depocentros associado a movimentos transcorrentes e tectônica cisalhante

Figure III.44 – Seismic section in the Piauí–Camocim, showing inversion of depocenters associated with transcurrent movements and wrench tectonics

MAS-23 e na parte central da figura as estruturas do PIS-1 e a leste, na direção do Alto Atlântico (além do extremo NE da linha sísmica), estruturas compressoriais e o soerguimento dos estratos (Costa *et al.* 1990).

Bacia do Ceará – parte leste (sub-Bacia de Mundaú)

A sub-Bacia de Mundaú está localizada na parte leste da Bacia do Ceará, plataforma continental da Margem Equatorial Brasileira, no Estado do Ceará. Limita-se a oeste com a sub-Bacia de Icarai, pela plataforma de Aracati, e a leste com a Bacia Potiguar, pelo Alto de Fortaleza. A norte, a bacia está limitada pela falha transformante do Ceará, associada à zona de fratura Romanche. A sul, limita-se pelo embasamento cristalino aflorante próximo à linha de costa. Abrange uma área de cerca de 12.000 km², sendo que cerca de 50% ocorrem em águas com profundidades superiores a 100 m (Tab. III.1a).

Assim como os outros segmentos da Bacia do Ceará, a sub-Bacia de Mundaú tem sua gênese relacionada à abertura do Atlântico Equatorial durante o Cretáceo Inferior. Embora a margem equatorial seja uma margem transformante-divergente, caracterizada por rifteamento oblíquo e cisalhamento crustal, a sub-Bacia de Mundaú mostra uma evolução tectônica menos complexa quando comparada com as sub-Bacias adjacentes a oeste, sendo mais apropriadamente considerada uma bacia do tipo rifte, desenvolvida entre segmentos divergentes na margem equatorial (Beltrami *et al.*

1994). Mapas de métodos potenciais e mapas estruturais sísmicos indicam a ocorrência de falhas de direção NW separadas pelas direções transformantes E–W.

A evolução tectono-sedimentar da sub-Bacia de Mundaú compreende três principais megassequências (Beltrami *et al.* 1994): sinrifte, transicional e pós-rifte. A megassequência sinrifte (Neocomiano–Aptiano), caracterizada por espessa seção sedimentar, evoluiu a partir de um processo de estiramento e afinamento crustal, cujo clímax deu-se no Eoaptiano, a partir de esforços transtensivos. Esta fase é responsável pelo desenvolvimento de falhas normais de direção NW–SE, formando semi-grábens assimétricos, e por uma sedimentação continental, marcada pelos arenitos flúvio-deltaicos e folhelhos lacustres da Formação Mundaú. A megassequência transicional (Neoaptiano ao Albiano Inferior) é marcada pelas primeiras incursões marinhas na bacia, sendo responsável pela deposição de arenitos fluviais, deltaicos e lacustres, além de calcários e evaporitos subordinados, rochas que compõem a Formação Paracuru. Esta fase culmina com a discordância *break-up*, que é seguida por deposição de sedimentos marinhos. A megassequência pós-rifte ou marinha (Albiano ao Recente) desenvolveu-se a partir da deriva continental e subsidência termal da bacia, com sedimentos depositados em duas principais seqüências estratigráficas. A primeira corresponde a uma fase de transgressão marinha, do Albiano ao Santoniano, com deposição dos carbonatos da Formação Ponta do Mel e folhelhos da Formação Ubarana. A fase marinha regressiva, iniciada no Campaniano, é caracterizada por folhelhos e arenitos

turbidíticos da Formação Ubarana. Essa seqüência está lateralmente associada com os carbonatos de plataforma da Formação Guamaré e os arenitos proximais da Formação Tibau. Os sedimentos continentais clásticos da Formação Barreiras (Mioceno–Recente) finalizam a deposição na bacia.

Destaca-se na Bacia do Ceará a ocorrência de intrusões ígneas (diabásio) e extrusões (basaltos) de idade Terciário na porção terrestre, representadas pela Formação Macau. Feições ígneas estão presentes na plataforma continental e além do talude, na bacia oceânica, formando altos vulcânicos ao longo de zonas de fraturas, montes submarinos e *guyots* cortando toda a seqüência sedimentar, do Aptiano ao Recente (Szatmari *et al.* 1987; Matos, 2000). A região entre a plataforma e o sopé continental é também caracterizada por feições compressivas associadas ao colapso gravitacional dos sedimentos.

Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar localiza-se no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira, compreendendo um segmento emerso e outro submerso. Distribui-se em sua maior parte no Estado do Rio Grande do Norte e parcialmente no Estado do Ceará (Fig. III.22). Geologicamente é limitada a sul, leste e oeste pelo embasamento cristalino, estendendo-se a bacia para norte até a isóbata de 2.000 m. O alto de Fortaleza define seu limite oeste com a Bacia do Ceará (sub-Bacia de Mundaú), enquanto o alto de Touros define seu limite leste com a Bacia Pernambuco–Paraíba. A bacia abrange uma área de aproximadamente 60.000 km², sendo que 24.000 km² encontram-se emersos e 36.000 km² submersos.

A Bacia Potiguar foi formada por esforços extensionais durante o Cretáceo Inferior (Neocomiano), associados ao rifteamento que culminou com a separação das placas sul-americana e africana. O arcabouço estrutural da bacia, na parte terrestre, inclui dois grábens assimétricos principais, de direção NE–SW, separados por altos internos alongados e bordejados por duas plataformas de embasamento raso (plataformas de Touros e Aracati). Na porção submersa da bacia, uma segunda fase rifte (Barremiano ao Eoaptiano) implantou-se sobre a fase rifte anterior. Uma importante reativação tectônica ocorreu durante o Campaniano, associada a movimentos transcorrentes, e outra no Terciário, quando foram reativados antigos falhamentos normais e gerados dobramentos, notadamente na parte oeste da bacia.

O registro estratigráfico inclui três megasseqüências: sinrifte, depositada no Cretáceo Inferior, transicional, de idade aptiano (Formação Alagamar), e outra pós-rifte, depositada entre o Albiano e o Recente. A megasseqüência sinrifte é representada pelos depósitos flúvio-deltaicos e lacustres da Formação Pendência (Berriasiano/Barremiano). Uma segunda fase sinrifte, ou um rifte tardio, é representada pela Formação Pescada, com sedimentos de idade Barremiano–Aptiano

Inferior, depositados nos depocentros da Falha de Pescada (Araripe e Feijó, 1994), concomitantemente às manifestações magmáticas na bacia (Milani e Thomaz Filho, 2000).

A megasseqüência transicional iniciou-se com a deposição de seqüência transicional a marinha (Formação Alagamar), de idade Alagoas, acima da qual ocorre a discordância *break-up* que a separa da megasseqüência marinha.

A megasseqüência pós-rifte (fase termal de subsidência) é caracterizada por sedimentos flúvio-marinhos numa fase transgressiva (Formação Açú, com sedimentos proximais, e sedimentos siliciclásticos a carbonáticos das formações Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana, esta última representando a fácies distal). A partir do Campaniano caracteriza-se na bacia uma fase regressiva, com o sistema típico de margem continental passiva, abrangendo sedimentos de leques costeiros, plataforma continental, talude e bacia profunda. A seqüência do Cretáceo Superior é recoberta por uma seqüência terciária clástica e carbonática (Formação Tibau, Guamaré e Ubarana). Também são caracterizadas rochas vulcânicas associadas à Formação Macau, depositadas entre o Eoceno e o Oligoceno (Mizusaki, 1989; Bertani *et al.* 1990), e feições ígneas em águas profundas.

A Fig. III.45 apresenta uma seção geológica esquemática da Bacia Potiguar na região da plataforma continental.

Margem nordeste (segmento transversal)

Na margem transversal (entre Potiguar e Alagoas), a Bacia Pernambuco–Paraíba apresenta em sua porção terrestre e na plataforma continental um gráben formado por sedimentos da fase rifte (Neocomiano–Aptiano) e sedimentos carbonáticos do Albiano–Cretáceo Superior, que gradam para siliciclásticos do Terciário. O talude continental da região entre o Alto de Touros e o Alto de Maragoji é bastante estreito, caindo-se de batimetrias de 1.000 m para mais de 4.000 m em menos do que 50 km. A parte superior do Platô de Pernambuco é caracterizado por crosta continental, e a parte inferior, na direção da Bacia Oceânica do Brasil, é caracterizada por crosta oceânica (Costa e Maia, 1986).

A região nordeste brasileira é caracterizada pelo sistema de riftes abortados Recôncavo–Tucano–Jatobá que não evoluíram a uma fase de subsidência termal (Figueiredo *et al.* 1994), enquanto o sistema de riftes alongados entre Jacuípe e Sergipe–Alagoas evoluíram para bacias de margem passiva divergente (Castro Jr., 1987). Feições associadas à transcorrência são observadas na sub-Bacia de Alagoas, provavelmente relacionadas à movimentação sinistral e à rotação de micropalcos (Szatmari e Milani, 1999).

A Fig. III.25 apresenta a sucessão e colunas estratigráficas para o segmento transversal e parte da margem leste brasileira.

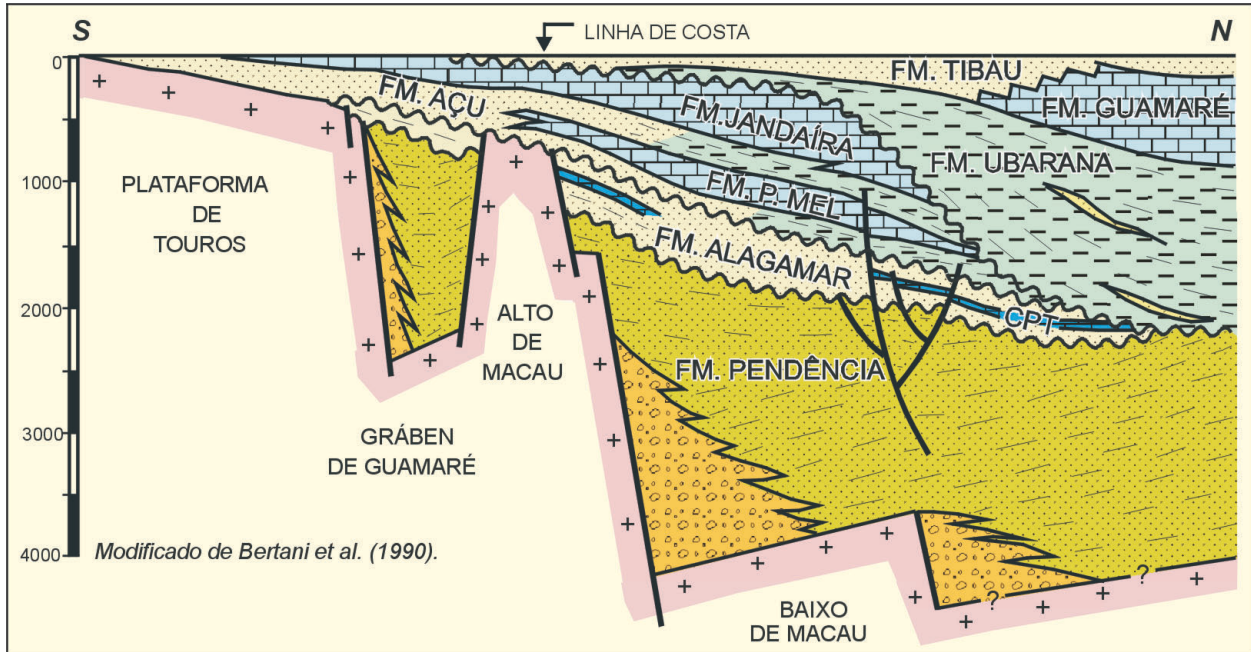


Figura III.45 – Seção geológica esquemática na Bacia Potiguar (parte marinha), mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico das seqüências sinrifte e pós-rifte

Figure III.45 – Schematic geological section in the Potiguar Basin (offshore), showing the structural and stratigraphic framework for the syn-rift and post-rift successions

Bacia Pernambuco–Paraíba

A bacia de Pernambuco–Paraíba é a mais setentrional da costa leste do Brasil, ocupando uma estreita faixa na porção costeira dos Estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte (Fig. III.46). Com área emersa aproximada de 9.000 km², no gráben do Cupe, a bacia estende-se para a plataforma continental, ocupando cerca de 30.000 km² na sua porção submersa (Fig. III.47), estendendo-se até o Platô de Pernambuco. Limita-se a norte com a Bacia Potiguar, pelo Alto de Touros, e a sul, com a Bacia Sergipe–Alagoas, pelo Alto de Maragoji.

A Bacia de Pernambuco–Paraíba é constituída por duas sub-Bacias distintas, separadas pelo Lineamento de Pernambuco, que passa na altura da cidade de Recife e limita a parte norte (sub-Bacia de Recife–João Pessoa) como uma região de embasamento mais raso, apresentando, ao menos na região emersa, uma espessura sedimentar muito reduzida, de cerca de 400 m. A sub-Bacia do Cabo (ao sul) destaca-se como uma bacia mais profunda, sendo que um poço perfurado em 1982 na região de Cupe constatou cerca de 3.000 m de sedimentos clásticos com fragmentos de vulcânicas no fundo, sem ter atingido o embasamento (Feijó, 1994b).

A estratigrafia e a evolução estrutural das sub-Bacias são bastante distintas. A sub-Bacia de Recife–João Pessoa é constituída na base por uma seqüência de clásticos grosseiros da Formação Beberibe, passando lateralmente aos clásticos grosseiros a finos da Formação Itamaracá. Esta seqüência

sedimentar é sobreposta por calcilitos e margas maastriichtianos da Formação Gramame, seguidos por calcários e margas do Paleoceno da Formação Maria Farinha. Na porção marinha, supõe-se que ocorram argilas e folhelhos intercalados com níveis turbidíticos da Formação Calumbi. Em ambas as sub-Bacias ocorrem coberturas detriticas neocenozóicas da Formação Barreiras cobrindo as seqüências mais antigas. A Fig. III.47 apresenta uma seção geológica esquemática entre a plataforma continental (a leste de Recife) e a região do talude e bacia profunda.

A parte sul da Bacia de Pernambuco–Paraíba (sub-Bacia do Cabo) e a parte norte da Bacia de Alagoas apresentam características que indicam um desenvolvimento semelhante, sendo separadas pelo Alto de Maragoji, que comporta-se como zona de transferência na evolução do rifte, dificultando a propagação de falhas de direção NE e compensando as diferentes taxas de extensão entre os compartimentos interbaciais.

A sub-Bacia do Cabo apresenta espessuras sedimentares superiores a 3.000 m, segundo informações de poço. Nesta região ocorre a Formação Cabo, composta por arcósios e conglomerados associados a vulcânicas alcalinas da Formação Ipojuca, de idade nealbianas. Os traquitos perfurados no poço Cupe apresentaram datação pelo método K-Ar em torno de 102 Ma (Feijó, 1994b). Na porção superior ocorrem calcários dolomitizados albianos da Formação Estiva. Estes carbonatos foram subsequentemente recobertos por leques siliciclásticos costeiros, do Turoniano ao Campaniano (Formação Beberibe e

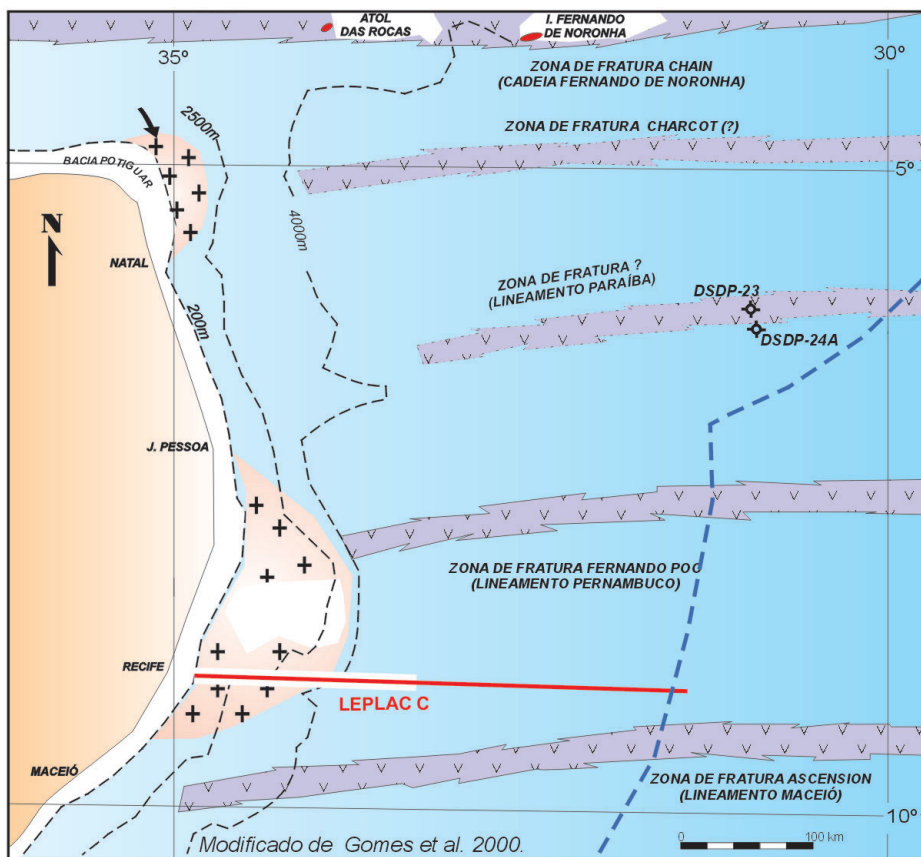


Figura III.46 – Mapa geológico esquemático do segmento transversal da margem continental brasileira, mostrando zonas de fraturas transformantes

Figure III.46 – Schematic geological map in the transversal segment of the Brazilian continental margin, showing transform fracture zones

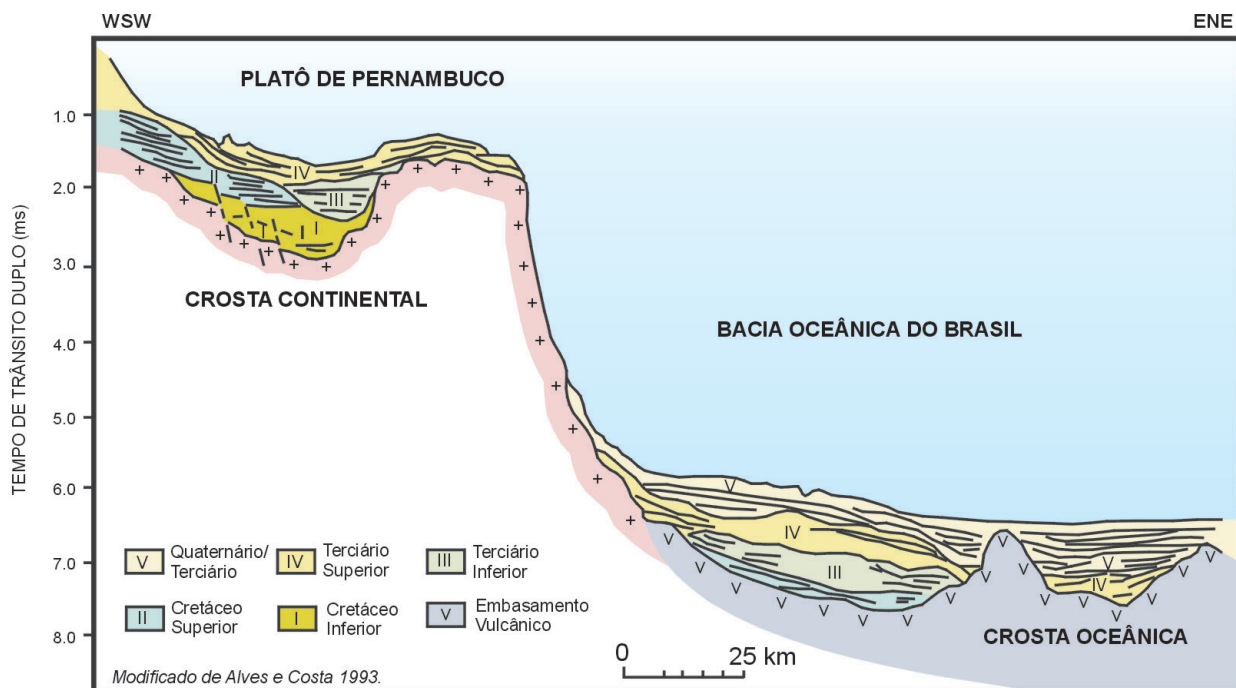


Figura III.47 – Seção geológica esquemática na Bacia Pernambuco-Paraíba (parte marinha), mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico das seqüências sin-rifte e pós-rifte

Figure III.47 – Schematic geological section in the Pernambuco-Paraíba Basin (offshore), showing the structural and stratigraphic framework for the syn-rift and post-rift successions

Formação Itamaracá) e, posteriormente, do Neocretáceo ao Recente, por uma seqüência carbonática progradante (Formação Maria Farinha) e por uma seqüência siliciclástica progradante de águas profundas (Formação Calumbi).

Na região de águas profundas, a bacia é caracterizada por uma reduzida espessura sedimentar e profundos cortes de cânions (Costa *et al.* 1991; Alves e Costa, 1993). O rifte é caracterizado por falhas de baixo ângulo, que aparentam descolar em horizontes crustais profundos (Gomes *et al.* 2000). Também ocorrem feições interpretadas por métodos geofísicos (sísmica e métodos potenciais) como intrusões ígneas e extrusões vulcânicas. A Fig. III.48 apresenta um *transect* sísmico e gravimétrico atravessando a região de águas profundas da Bacia Pernambuco–Paraíba e adentrando a região de crosta oceânica.

Bacia Sergipe–Alagoas

A Bacia Sergipe–Alagoas situa-se na margem continental nordeste do Brasil (Fig. III.22). Em sua porção terrestre abrange uma área de aproximadamente 13.000 km² e sua porção submersa uma área de cerca de 40.000 km², até a cota

batimétrica de 2.000 m. A Fig. III.49 apresenta um mapa regional simplificado com as principais feições tectônicas da região entre as bacias Sergipe–Alagoas e Camamu, mostrando também as principais anomalias magnéticas.

A bacia é representada por um rifte assimétrico, alongado na direção NNE/SSW e limitado a norte com a Bacia Pernambuco–Paraíba, pelo Alto de Maragoji, e a sul com a Bacia do Jacuípe, pelo sistema de falhas de Vaza-Barris. Divide-se em duas sub-Bacias, Alagoas e Sergipe, separadas pelo alto de Jaboatã–Penedo, nas imediações do Rio São Francisco (Aquino e Lana, 1990).

Das bacias da margem continental brasileira, esta bacia é a que apresenta a mais completa sucessão estratigráfica, sendo reconhecidas quatro megasseqüências (pré-rifte, sinrifte, transicional e pós-rifte) com diferentes fases de desenvolvimento tectono-sedimentar (Cainelli e Mohriak, 1998). A megasseqüência pré-rifte (Paleozóico e Mesozóico), inclui rochas cambrianas (Formação Estância), depósitos glaciais do Carbonífero (Formação Batinga), depósitos de sabkha costeira do Permiano (Formação Aracaré) e os sedimentos flúvio-lacustrinos do Neo-Jurássico/Eo-Cretáceo (formações Candeeiros, Bananeiras, Serraria e Barra de Itiúba).

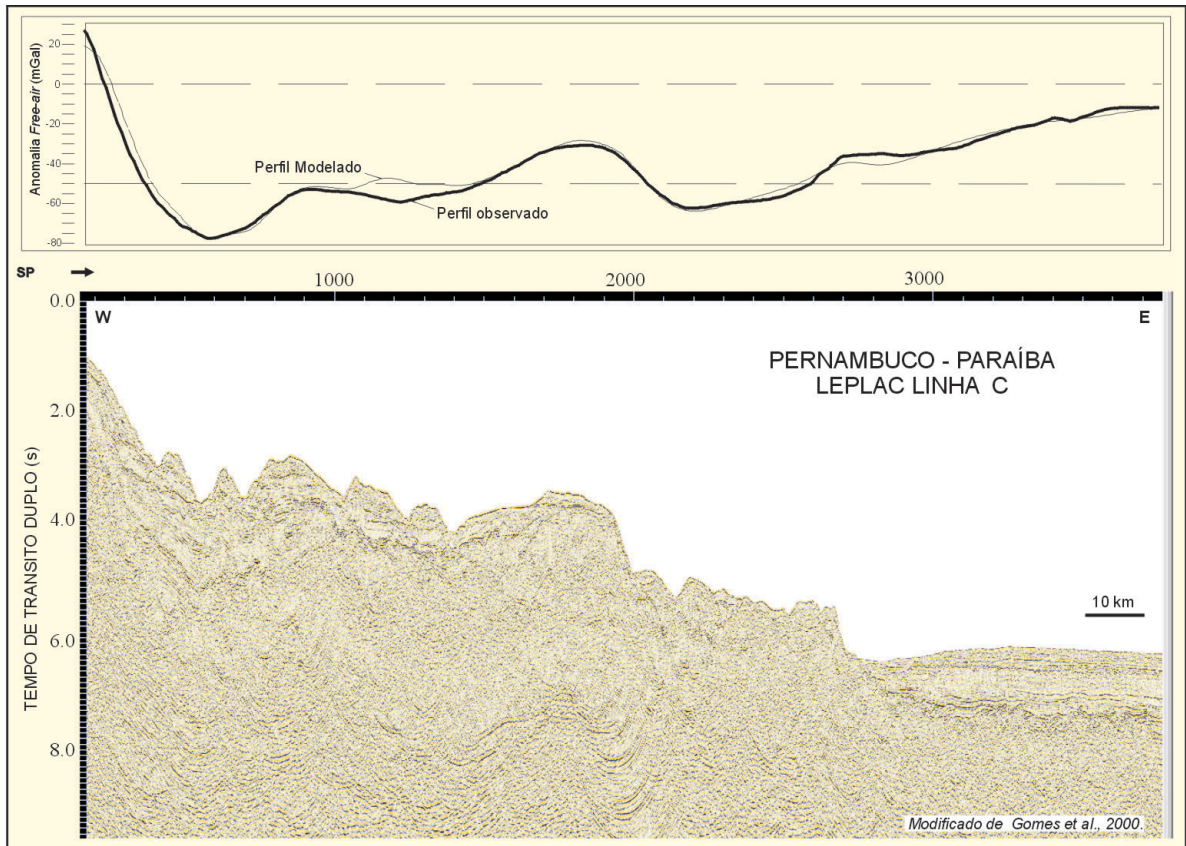


Figura III.48 – Seção sísmica na Bacia de Pernambuco–Paraíba, mostrando transição de crosta continental estirada para crosta oceânica com intrusões ígneas

Figure III.48 – Seismic section in the Pernambuco–Paraíba Basin, showing the transition from stretched continental crust to oceanic crust with igneous intrusions

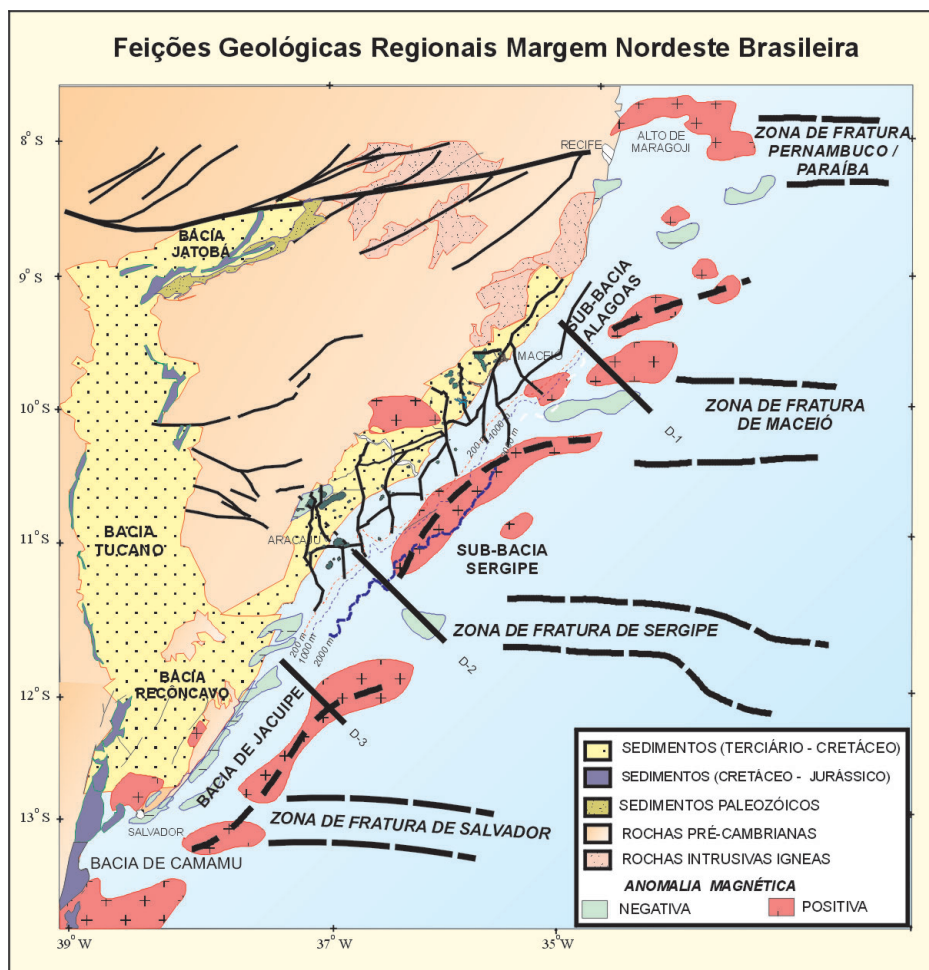


Figura III.49 – Mapa tectônico esquemático do segmento nordeste da margem continental divergente brasileira, mostrando anomalias magnéticas e alinhamentos de zonas de fraturas oceânicas. O mapa mostra a localização aproximada das linhas sísmicas de Alagoas, Sergipe e Jacuípe (D1, D2, e D3, respectivamente)

Figure III.49 – Schematic tectonic map in the northeastern segment of the Brazilian divergent continental margin, showing magnetic anomalies and lineaments related to transform fracture zones. The map shows the approximate location of the seismic transects along the Alagoas, Sergipe and Jacuípe basins (D1, D2 and D3, respectively)

A fase sinrifte, também denominada sinrifte I, desenvolveu-se entre o Neocomiano e o Barremiano, sendo caracterizada pelo sistema siliciclástico das formações Rio Pitanga, Penedo e Barra de Itiúba. A megassequência transicional, localmente afetada por falhamentos, sendo designada de sinrifte II, abrange o Barremiano e Aptiano e inclui a Formação Poção, a Formação Coqueiro Seco e a Formação Maceió. Durante a fase transicional, no Aptiano, iniciaram-se as primeiras incursões marinhas, com deposição de duas seqüências evaporíticas na Formação Muribeca (Membro Paripueira e Membro Ibura), com destaque para os evaporitos do Membro Ibura (Feijó, 1994c).

A megassequência pós-rifte ou marinha, caracterizada por subsidência termal, inicia-se no Albiano, com a instalação de uma plataforma carbonática (Formação Riachuelo). A fase marinha transgressiva resultou na deposição, entre o Albiano e o Santoniano, de três faixas diferenciadas de sedimentos englobados na Formação Riachuelo, com arenitos proximais, carbonatos de plataforma e folhelhos distais (Membro Taquari e Membro Aracaju; Feijó, 1994c). Do Campaniano ao Recente, após um período ainda predominantemente transgressivo, iniciou-se uma forte regressão onde as fácies de menor energia

(Formação Calumbi) passaram a ser recobertas por fácies de maior energia (carbonatos da Formação Mosqueiro e siliciclásticos da Formação Marituba), com o estabelecimento de um sistema de plataforma/talude/bacia profunda. Na parte terrestre os sedimentos continentais da Formação Barreiras recobrem todas as megassequências mais antigas.

A Bacia de Alagoas é caracterizada por uma espessa seção sedimentar da fase rifte na região continental e por feições associadas à transpressão na região da plataforma e talude. A Fig. III.50 apresenta um seção sísmica entre a região da plataforma continental e a região de águas profundas, onde ocorrem intrusões ígneas (Pontes *et al.* 1991).

Entre as sub-Bacias de Alagoas e Sergipe ocorrem feições diapíricas em águas profundas que podem estar relacionadas à tectônica de sal (Mohriak, 1995b). A Bacia de Sergipe é caracterizada por um espesso depocentro na região do Baixo de Mosqueiro, a sul de Aracaju, o qual é controlado por falha da fase rifte (Vaza-Barris-Itaporanga) que apresenta reativações até o Cretáceo Superior (Cainelli e Mohriak, 1998).

A interpretação da seqüência rifte na região de águas profundas apresenta duas principais hipóteses opcionais (Mohriak *et al.* 2000): a) ocorrência de espessa seqüência

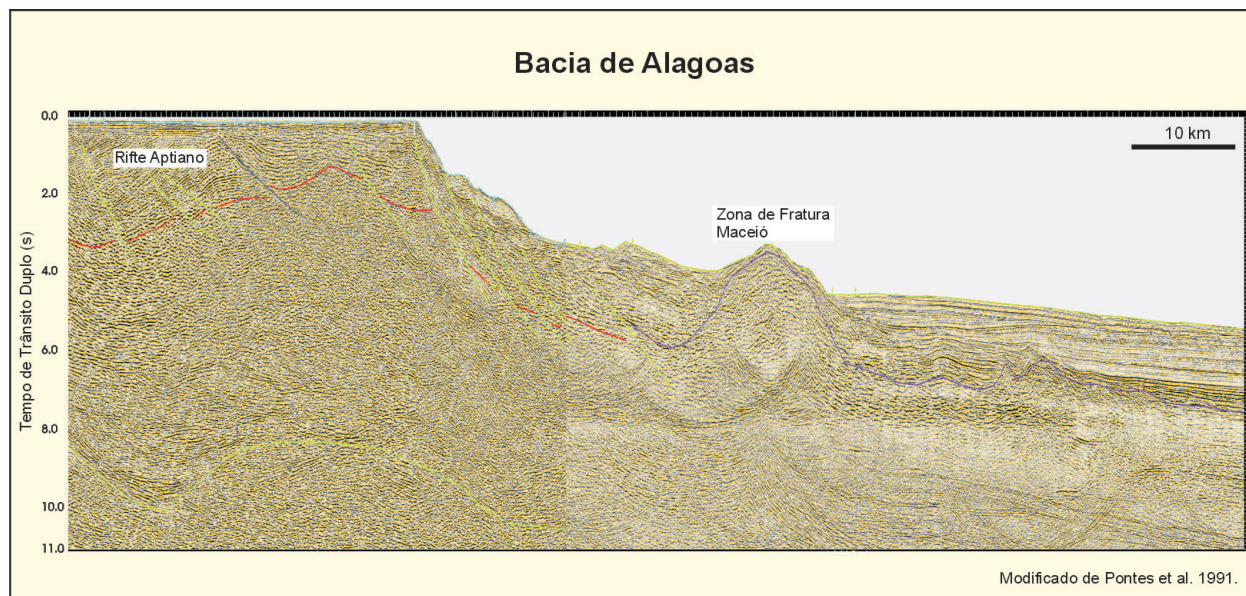


Figura III.50 – Seção sísmica na sub-bacia de Alagoas, mostrando seqüências estratigráficas afetadas por inversão de bacia e ocorrência de altos vulcânicos associados a zonas de fraturas transformantes

Figure III.50 – Seismic section in the Alagoas sub-basin, showing stratigraphic sequences affected by basin inversion and occurrence of volcanic intrusions associated with the transform fracture zones

aptiana, neocomiana e sedimentos pré-rifte até a região de altos vulcânicos das zonas de fraturas (Pontes *et al.* 1991); e b) afinamento do rifte na região do talude e bacia profunda, com presença de *seaward-dipping reflectors* na transição para crosta oceânica (Mohriak *et al.* 1995a; Mohriak *et al.* 2000). A Fig. III.51 apresenta uma linha sísmica na região sul da sub-Bacia de Sergipe, estendendo-se desde a plataforma até a região de águas profundas, e a Fig. III.52 a interpretação da linha (Mohriak *et al.* 1998b).

Bacia de Jacuípe

A Bacia de Jacuípe localiza-se na porção marítima do litoral norte do Estado da Bahia (Fig. III.22), entre a cidade de Salvador e o limite dos estados da Bahia e Sergipe. Alonga-se por cerca de 210 km na direção SW-NE e tem uma largura média de 35 km até a cota batimétrica de 2.000 m. Estende-se por uma área de aproximadamente 7.500 km², sendo que cerca de 4.500 km² localizam-se sob lâmina d'água de até 400 m. Limita-se a norte com a Bacia Sergipe-Alagoas, pela falha de Vaza-Barris, e a sul com a Bacia de Camamu, pela zona de transferência de Itapuã, sendo que no continente a separação com a bacia do Recôncavo se dá pela falha da Barra (Netto *et al.* 1994).

O arcabouço estratigráfico da bacia atualmente conhecido inclui duas megasseqüências, correspondentes às fases sinrifte (continental) e pós-rifte (marinha). A fase sinrifte, pouco desenvolvida na plataforma, engloba a Formação Rio de Contas (Cretáceo Inferior), composta de arenitos, conglomerados e folhelhos. A fase pós-rifte inclui a seqüência marinha

transgressiva, predominantemente carbonática, de idade albiana-turoniana (Formação Algodões), e predominantemente argilosa da Formação Urucutuca (Cretáceo Superior). A seqüência marinha regressiva, caracterizada por seqüência progradante, é representada pelas fácies arenosa proximal e litorânea da Formação Rio Doce, carbonática de plataforma da Formação Caravelas e folhelhos de talude da Formação Urucutuca (Terciário-Quaternário).

O arcabouço estrutural simplificado da bacia consiste em dois domínios distintos. Adjacente à costa, na região da plataforma continental, ocorre um patamar com embasamento raso, limitado por uma falha de grande rejeito. Esta falha, que coincide com a quebra atual da plataforma, separa o patamar de embasamento raso do domínio de embasamento profundo, onde a seção sedimentar pode atingir 7.000 m de espessura (Wanderley Filho e Graddi, 1995).

À semelhança da Bacia Sergipe-Alagoas, duas interpretações opcionais têm sido propostas para a seqüência rifte na região de águas profundas: a) ocorrência de espessa seqüência sinrifte neocomiana a aptiana (possivelmente recobrimdo sedimentos pré-rifte) até a região de altos vulcânicos das zonas de fraturas (Pontes *et al.* 1991; Wanderley Filho e Graddi, 1995); e b) rotação de blocos de rifte e grande diminuição de espessura desses sedimentos na região do talude e bacia profunda, com presença de *seaward-dipping reflectors* na transição para crosta oceânica (Mohriak *et al.* 1995a). A Fig. III.53 apresenta uma linha sísmica estendendo-se desde a plataforma até a região de águas profundas da Bacia de Jacuípe.

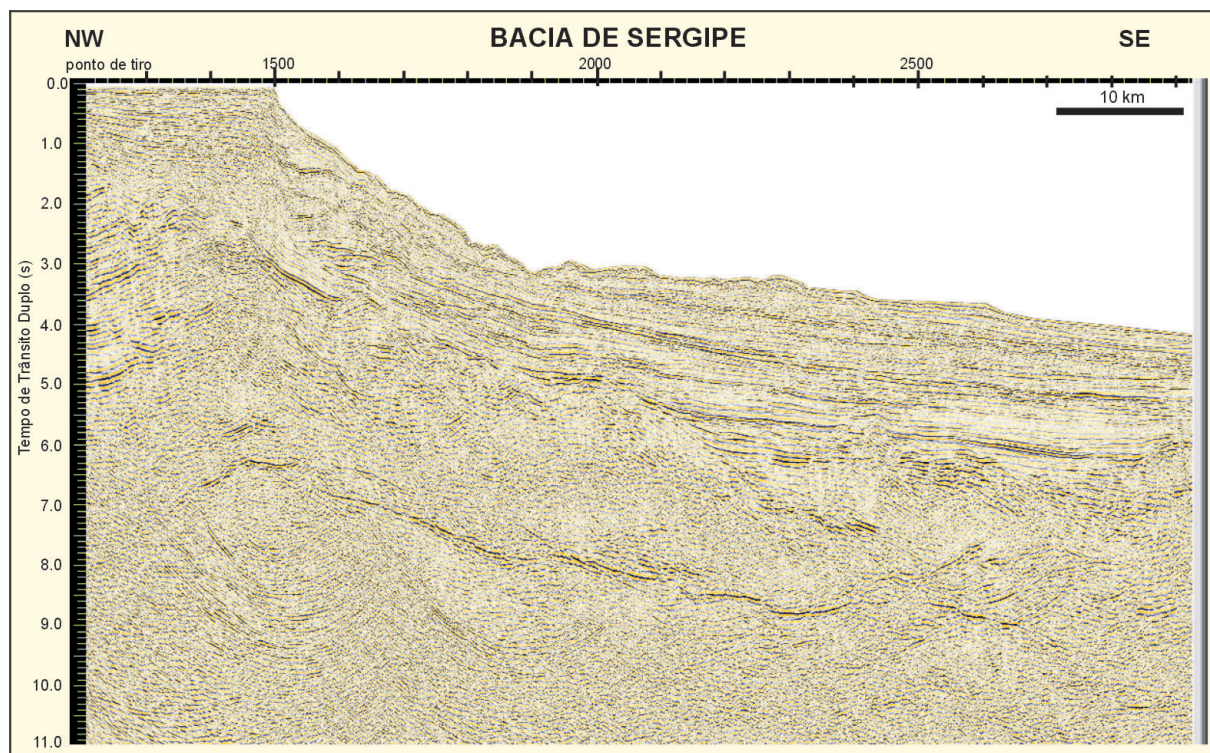


Figura III.51 – Seção sísmica na sub-Bacia de Sergipe, mostrando seqüências estratigráficas associadas à fase sinrife e pós-rife e ocorrência de expressivo refletor profundo na região a leste da quebra do talude continental

Figure III.51 – Seismic section in the Sergipe sub-basin, showing the syn-rift and post-rift stratigraphic sequences and occurrence of expressive deep seismic reflector in the region beyond the continental shelf break

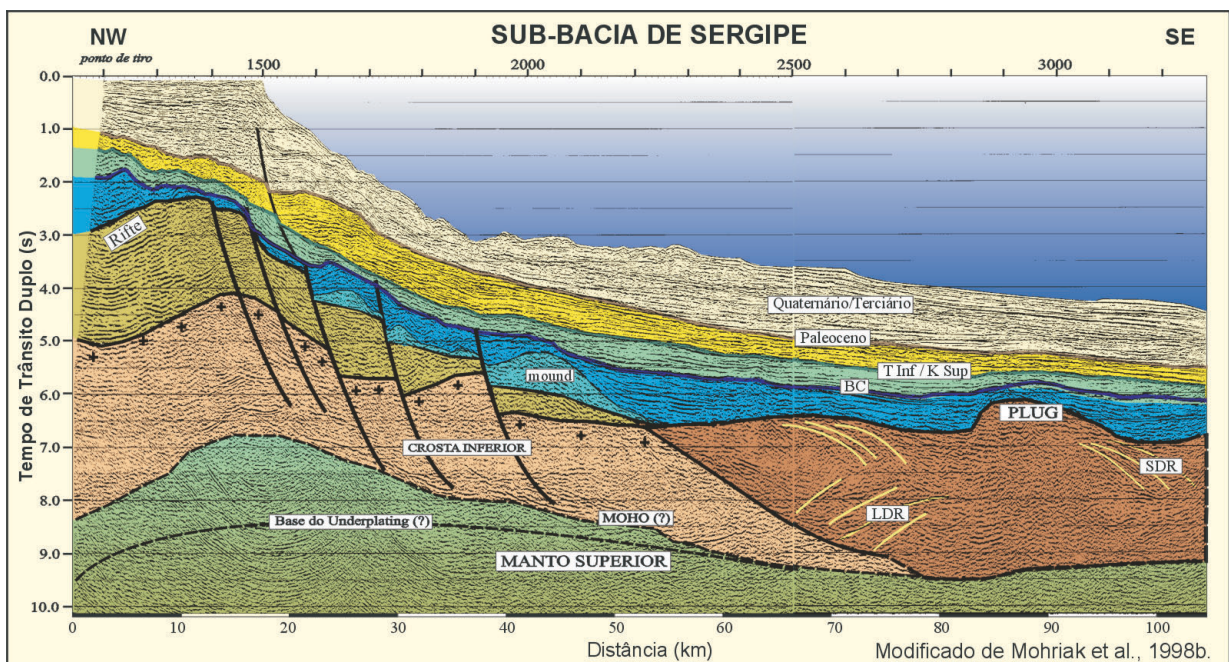


Figura III.52 – Interpretação da seção sísmica na sub-Bacia de Sergipe, mostrando afinamento das seqüências estratigráficas da fase rife na direção da bacia profunda e possível ocorrência de cumhas de refletores mergulhantes para o mar e intrusões vulcânicas próximo do limite entre crosta continental e crosta oceânica

Figure III.52 – Interpretation of the seismic section in the Sergipe sub-basin, showing pinch-out of syn-rift stratigraphic sequences in the deep water region, and possible occurrence of seaward-dipping wedges and volcanic intrusions near the continental-oceanic crust boundary

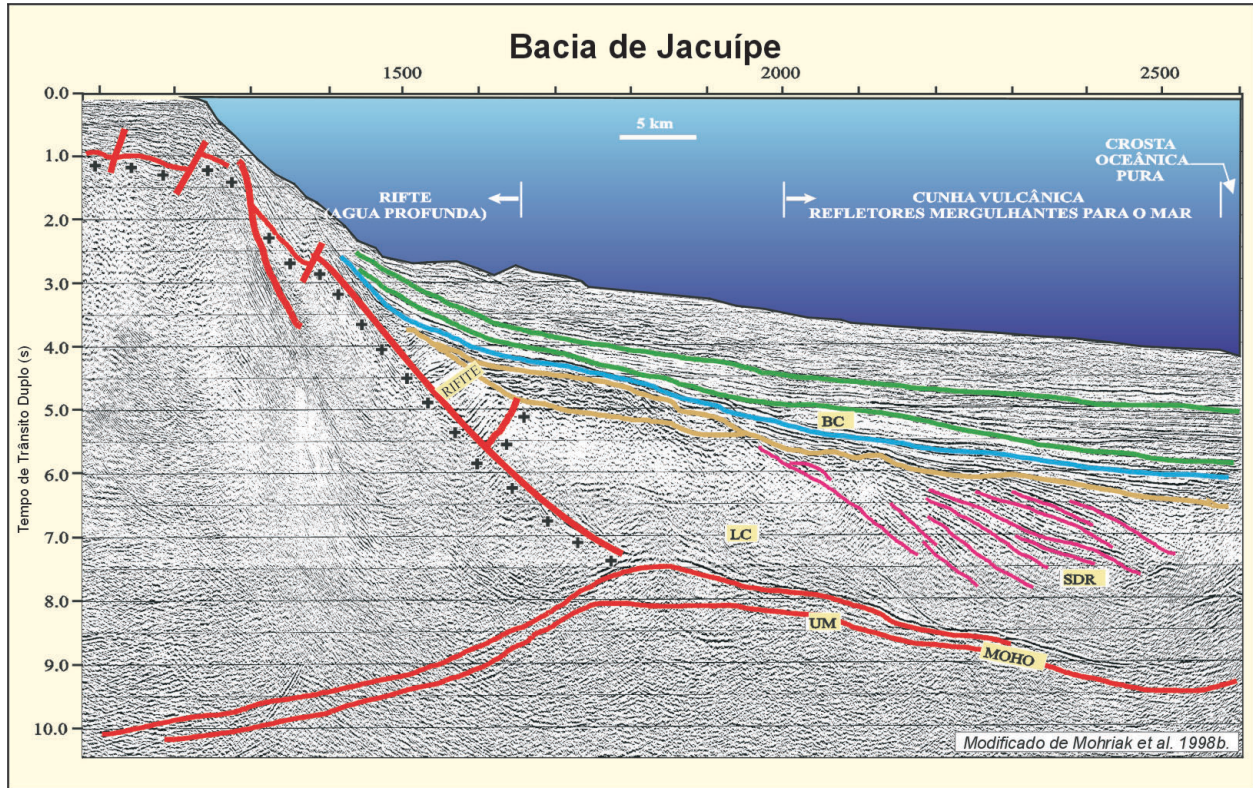


Figura III.53 – Interpretação da seção sísmica na Bacia de Jacuípe, mostrando expressiva erosão afetando os blocos de rifte em águas profundas e ocorrência de refletores mergulhantes para o mar acima de expressivo refletor profundo

Figure III.53 – Interpretation of the seismic section in the Jacuípe Basin, showing expressive erosion affecting the syn-rift blocks in the deep water region, and occurrence of seaward-dipping reflector wedges above an expressive deep seismic reflector

Margem Leste, Sudeste e Sul (segmento divergente)

Na Margem Leste e Sudeste destaca-se a ocorrência de evaporitos de idade aptiana, que formam grandes diápiros e muralhas de sal na região entre as bacias de Camamu e Santos. De uma maneira geral, a plataforma continental, assim como a área de ocorrência da megasseqüência sinrifte, é relativamente estreita na margem nordeste, mas alarga-se na direção sul, até a região das bacias de Campos e Santos. Ao adentrar-se a Bacia de Pelotas, ao sul do lineamento de Florianópolis, desaparecem os evaporitos aptianos, e a megasseqüência sinrifte é caracterizada por falhamentos antitéticos.

A Fig. III.26 apresenta a sucessão de colunas estratigráficas simplificadas para as principais bacias da Margem Sudeste e Sul.

Bacia de Camamu

A Bacia de Camamu situa-se no litoral do Estado da Bahia, abrangendo a planície costeira, plataforma, talude e sopé continental, com cerca de 125 km de comprimento na direção N-S e 70 km de largura na direção E-W. Sua área total, até a

cota batimétrica de 2.000 m, é de cerca de 9.000 km², sendo 2.000 km² em terra e 7.000 km² no mar. A bacia limita-se ao sul com a bacia de Almada, pelo Alto de Itacaré, e ao norte com as bacias de Jacuípe e do Recôncavo, pelas zonas de transferência de Itapoã e da Barra, esta última com características de falha de transferência, com direção E-W (Netto *et al.* 1994).

A bacia apresenta grande espessura sedimentar, que pode atingir 8.000 m nos depocentros (Gonçalves *et al.* 2000), podendo ser individualizadas quatro megasseqüências, correspondentes às fases pré-rifte, sinrifte, transicional e pós-rifte. A fase pré-rifte caracteriza-se por pequeno estiramento litosférico, gerando uma ampla sinéclise na qual se registram sedimentos marinhos da Formação Afligidos (Permiano), com uma seção basal areno-evaporítica e uma seção superior pelítica e sedimentos siliciclásticos das formações Aliança, Sergi e Itaípe (Jurássico Superior e Cretáceo Inferior). As formações Aliança e Sergi são compostas basicamente por arenitos fluviais, e a Formação Itaípe (Cretáceo Inferior) por folhelhos lacustres. A megasseqüência sinrifte caracteriza-se por intensos falhamentos normais e formação de um lago profundo, confinado e preenchido por uma espessa seqüência alúvio-flúvio-deltaica-lacustre, composta basicamente de folhelhos

e arenitos do Cretáceo Inferior, associados às formações Morro do Barro e Rio de Contas. As primeiras incursões marinhas na bacia, no Aptiano, resultaram numa megassequência transicional em golfos restritos onde se depositaram os evaporitos, carbonatos e siliciclásticos da Formação Taipus Mirim, que engloba o Membro Serinhaém (siliciclásticos) e o Membro Igrapiúna (evaporitos).

A megassequência pós-rifte ou marinha é caracterizada por uma fase transgressiva e uma fase regressiva. Com o estabelecimento de um mar raso (Albiano), formou-se uma plataforma carbonática, com a deposição dos calcarenitos e calcilutitos da Formação Algodões. A partir do Cretáceo Superior, em mar aberto, depositaram-se os folhelhos de talude da Formação Urucutuca, cuja deposição se estende até o Recente. O contato basal da Formação Urucutuca se dá com os carbonatos da Formação Algodões por importante discordância regional de caráter erosivo (Netto *et al.* 1994). A partir do Oligoceno, registram-se fácies litorâneas e plataformais (arenitos da Formação Rio Doce e carbonatos de plataforma da Formação Caravelas), que na direção da bacia profunda transicionam para os pelitos da Formação Urucutuca.

A Fig. III.54 apresenta uma seção geológica através da plataforma continental e atingindo a região do talude, sopé continental e bacia profunda. Próximo do limite distal da província de diápiros de sal caracteriza-se notável anomalia magnética, provavelmente relacionada à formação de crosta oceânica.

Bacia de Almada

A Bacia de Almada está localizada no litoral do Estado da Bahia, abrangendo parte da planície costeira e avançando através da plataforma, talude e sopé continentais. Possui cerca de 80 km de comprimento na direção N-S e aproximadamente 50 km de largura na direção E-W. Sua área total, considerando-se a cota batimétrica máxima de 2.000 m, é de 4.000 km², com pequena ocorrência de sedimentos na parte terrestre. Limita-se ao norte com a Bacia de Camamu, pelo Alto de Itacaré, e ao sul com a Bacia de Jequitinhonha, pelo Alto de Olivença (Netto *et al.* 1994).

Seu arcabouço estrutural consiste de um compartimento de embasamento raso, adjacente à costa, no bloco alto da falha de Aritaguá; um compartimento intermediário, no bloco baixo desta falha; e a região além da quebra do talude, onde a seção sedimentar pode atingir até 8.000 m de espessura (Netto *et al.* 1994). No sul da bacia, destaca-se uma expressiva escavação submarina, denominada cânion de Almada, que atravessa os compartimentos intermediário e de embasamento raso, na direção NW-SE, estendendo-se também pelo continente adentro.

À semelhança da Bacia de Camamu, o arcabouço estratigráfico é formado por 4 megassequências, corres-

pondentes às fases de incipiente afinamento crustal (pré-rifte), de ruptura (sinrifte), transicional e pós-rifte, caracterizada por subsidência térmica durante a fase de deriva continental. Na megassequência pré-rifte foram depositados arenitos fluviais e folhelhos lacustres das formações Sergi e Itaípe, de idade Jurássico Superior e Cretáceo Inferior, respectivamente.

A megassequência sinrifte desenvolveu-se no Cretáceo Inferior (Andar Rio da Serra ao Alagoas Inferior), sendo representada pela Formação Morro do Barro, composta predominantemente de folhelhos lacustres, e Formação Rio de Contas, associada a uma seqüência alúvio-flúvio-deltaica, constituída basicamente de arenitos e conglomerados. A megassequência transicional, de idade aptiana, é associadas a seqüências evaporíticas (Membro Igrapiúna) sobrepostas aos carbonatos e siliciclásticos continentais (Membro Serinhaém), que compõem a Formação Taipus Mirim. A megassequência pós-rifte marca o início da sedimentação marinha na bacia, com uma seqüência transgressiva e outra regressiva. No Albiano formou-se uma plataforma carbonática rasa, com deposição dos calcarenitos e calcilutitos da Formação Algodões, que gradam para margas e folhelhos na direção da bacia. A partir do Cretáceo Superior, em ambiente marinho, depositou-se a Formação Urucutuca, composta de folhelhos de talude e raros arenitos. A partir do Eoceno, ocorrem fácies litorâneas e plataformais progradantes, que correspondem às areias da Formação Rio Doce e calcários da Formação Caravelas. Na região emersa da bacia, ocorrem registros esparsos da Formação Barreiras, de origem aluvial e idade terciária a quaternária.

Na região de águas profundas, além da quebra do talude, poços exploratórios caracterizaram a ocorrência de sedimentos siliciclásticos intercalados com evaporitos, provavelmente equivalentes ao sal aptiano mais antigo encontrado em alguns segmentos da margem, como, por exemplo, o Membro Paripueira na Bacia Sergipe-Alagoas (Uessugui, 1987). A Fig. III.55 apresenta uma seção sísmica na Bacia de Almada, ilustrando o estilo estrutural da tectônica de sal.

Bacia do Jequitinhonha

A Bacia do Jequitinhonha está localizada na porção nordeste da margem leste brasileira, no litoral do Estado da Bahia, em frente à foz do Rio Jequitinhonha. A norte, limita-se com a Bacia do Almada pelo Alto de Olivença, enquanto o banco vulcânico de Royal Charlotte a separa da Bacia de Cumuruxatiba a sul (Fig. III.22). Ocupa uma área de cerca de 10.000 km², dos quais apenas 500 km² ocorrem na parte emersa.

Do ponto de vista estrutural a porção norte da bacia distingue-se da porção sul pela presença de um patamar no embasamento, na região da plataforma continental rasa. Três megassequências principais caracterizam a evolução da bacia

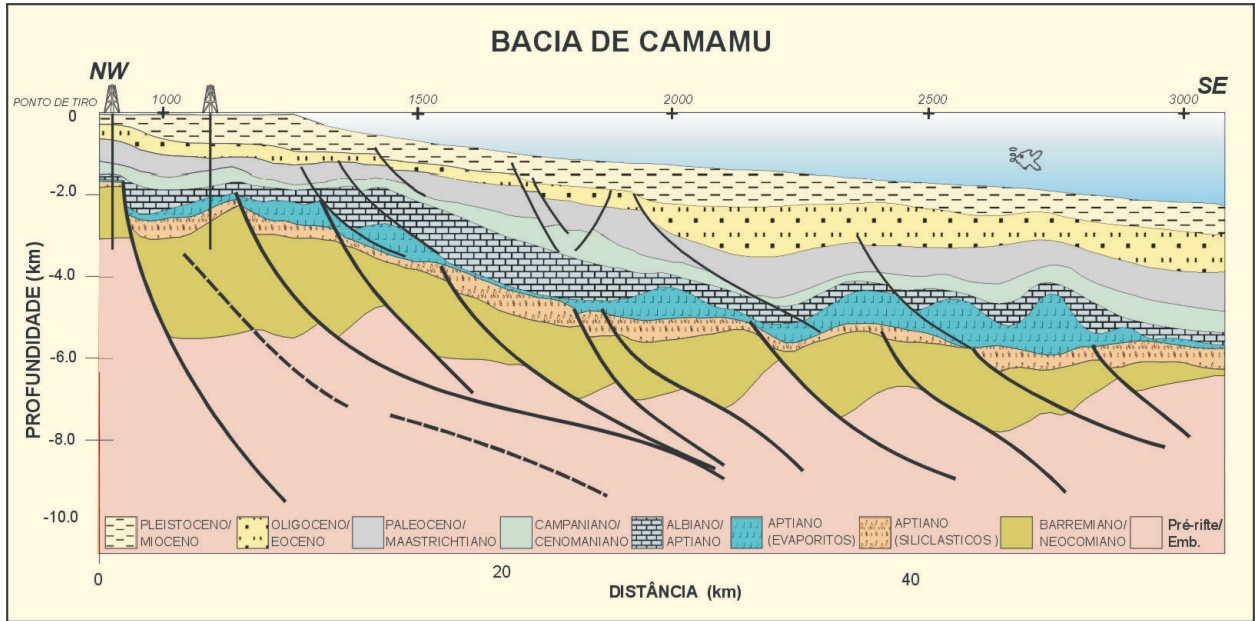


Figura III.54 – Seção geológica esquemática na Bacia de Camamu (parte marinha), mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico das seqüências sinrifte e pós-rifte

Figure III.54 – Schematic geological section in the Camamu Basin (offshore), showing the structural and stratigraphic framework for the syn-rift and post-rift successions

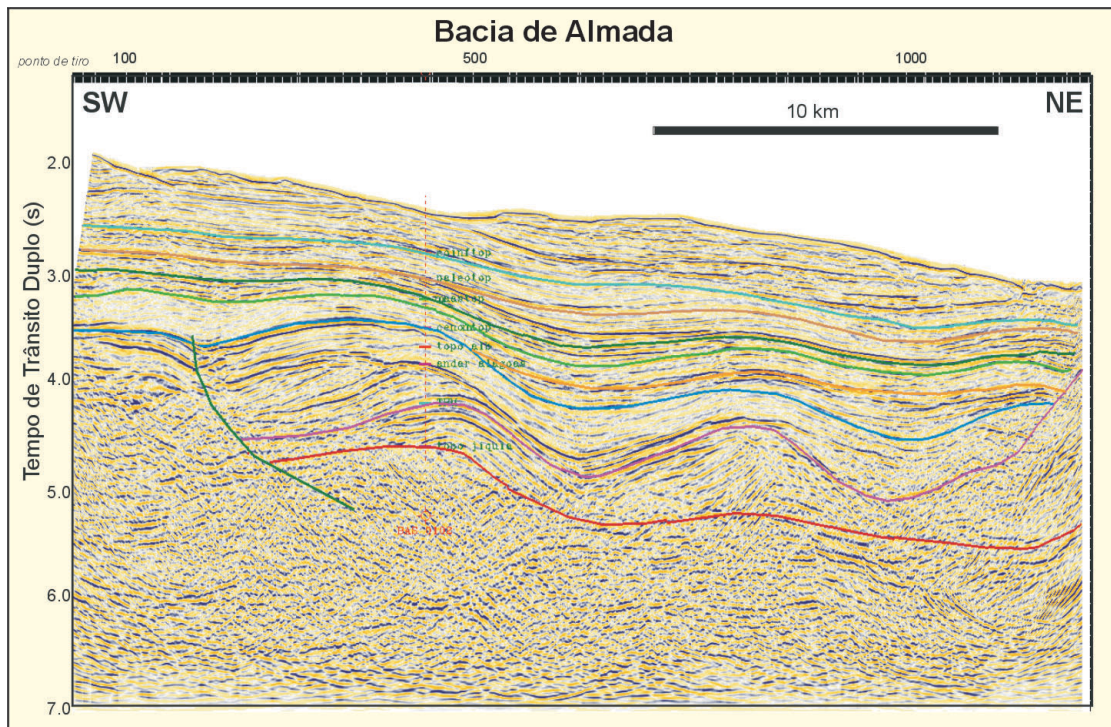


Figura III.55 – Seção sísmica na Bacia de Almada (parte marinha), mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e estruturas características da tectônica de sal

Figure III.55 – Seismic section in the Almada Basin (offshore), showing syn-rift and post-rift stratigraphic sequences, and structures related to salt tectonics

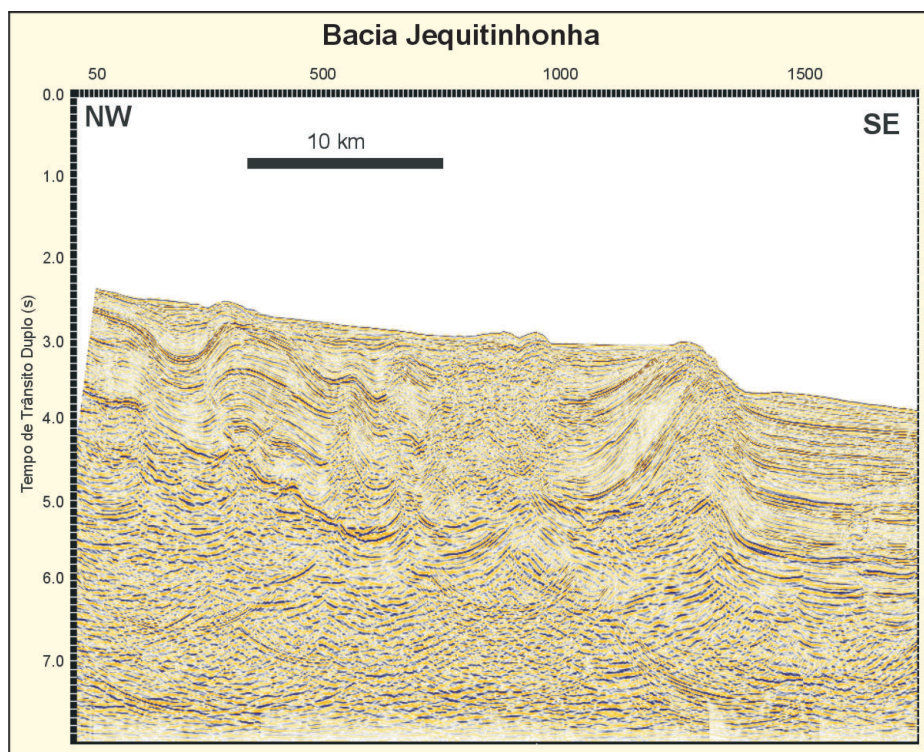


Figura III.56 – Seção sísmica na Bacia de Jequitinhonha (parte marinha), mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-ripte e estruturas extensionais e compressionalis características da tectônica de sal

Figure III.56 – Seismic section in the Jequitinhonha Basin (offshore), showing syn-rift and post-rift stratigraphic sequences and extensional and compressional structures related to salt tectonics

(Santos *et al.* 1994): a primeira está associada a uma fase sinrifte iniciada no Eoaptiano, cuja seção é mais espessa na parte terrestre e na porção marinha sul, sendo caracterizada por siliciclásticos (Membro Mucuri da Formação Mariricu). A megasseqüência transicional caracteriza-se por evaporitos neoaptianos do Membro Itaúnas (Formação Mariricu), marcando o início de uma ingressão marinha. A terceira megasseqüência, pós-ripte ou marinha, formou-se durante a fase de deriva continental e caracteriza-se pela acumulação de sedimentos marinhos transgressivos, depositados durante uma fase de subsidência termal da bacia, seguindo-se uma fase marinha regressiva. No início da sedimentação marinha ocorrem siliciclásticos e carbonatos neríticos do Grupo Barra Nova (respectivamente, Formação São Mateus e Formação Regência), depositados do Albiano ao Coniaciano, sendo mais espessos no sul da bacia. No Cretáceo Superior e no Terciário Inferior ocorrem depósitos transgressivos de talude e bacia, com os pelitos e arenitos finos da Formação Urucutuca. A partir do Eoceno instala-se na bacia uma fase marinha regressiva, com um sistema de leques aluviais (Formação Rio Doce) e carbonatos de plataforma (Formação Caravelas) que gradam para folhelhos batiais (Formação Urucutuca).

A região de águas profundas da bacia é caracterizada por notáveis feições compressionalis associadas a tectônica gravitacional (Mohriak e Nascimento, 2000). A Fig. III.56 apresenta uma linha sísmica ilustrando a tectônica salífera com empurrões com vergência para o mar, característica desse segmento da margem continental.

Bacia de Cumuruxatiba

A Bacia de Cumuruxatiba localiza-se em porções emersas e submersas da margem leste brasileira, no extremo sul do Estado da Bahia, abrangendo uma área total de 21.000 km². Sua porção emersa se estende ao longo do litoral entre as cidades de Alcobaça e Porto Seguro, compreendendo uma área de aproximadamente 7.000 km² e que apresenta somente sedimentos terciários sobre o embasamento pré-cambriano. A parte submersa possui uma área de 9.000 km², até a lâmina d'água de 400 m. A parte de águas profundas, com lâmina d'água entre 400 e 2.500 m, possui área aproximada de 5.000 km². A Bacia de Cumuruxatiba encontra-se circundada pelos bancos vulcânicos de Royal Charlotte, ao norte, Abrolhos, ao sul e Sulphur Minerva, a leste.

Ao longo da evolução sedimentar da bacia, distinguem-se três megasseqüências ou fases principais. A fase sinrifte, de idade neocomiana, inclui rochas siliciclásticas fan-deltaicas da Formação Monte Pascoal, folhelhos lacustres da Formação Porto Seguro e rochas siliciclásticas flúvio-lacustres da Formação Cricaré. A fase transicional aptiana é caracterizada por siliciclásticas fluviais (Membro Mucuri) e evaporitos de ambiente lagunar e marinho restrito (Membro Itaúnas da Formação Mariricu). A fase pós-ripte ou marinha inclui rochas siliciclásticas e carbonáticas da Formação Barra Nova, que são recobertas por siliciclásticas neo-cretáceas a terciárias, de águas profundas, da Formação Urucutuca. Abriel *et al.* (2001) sugerem que os carbonatos de alta velocidade da

plataforma continental diminuem de espessura em direção ao eixo da bacia, em rápida transição para margas e folhelhos. O sistema regressivo neoterciário na bacia é caracterizado por fácies progradantes de litoral e plataforma, com os arenitos da Formação Rio Doce e carbonatos da Formação Caravelas, que se estendem até a região do Complexo Vulcânico de Abrolhos, com transição para folhelhos batiais da Formação Urucutuca.

O arcabouço estrutural e estratigráfico da bacia é caracterizado por três compartimentos principais, delimitados por falhamento mestre da borda do rifte, com direção SSW–NNE, e por falhas de transferência com direção NW–SE, destacando-se a Falha de Porto Seguro, que atuaram como zonas de acomodação diferencial durante a evolução da bacia (Gontijo e Santos, 1992). No compartimento proximal ocorrem somente rochas terciárias das formações Rio Doce e Caravelas. O compartimento intermediário apresenta uma coluna sedimentar mais expressiva, com sedimentos das fases rifte e transicional. Não é observada, neste compartimento, a seção de idade neocretácea/eoterciária da Formação Urucutuca. O terceiro compartimento, mais distal, compreende os baixos regionais onde se desenvolveram as maiores espessuras e a coluna sedimentar mais completa da bacia (Santos *et al.* 1994). Destaca-se na estruturação geral e evolução estratigráfica da bacia a atuação do tectonismo e vulcanismo terciários, bem como a notável reentrância de batimetria a oeste dos altos vulcânico Sulphur–Minerva, que provavelmente controlou a tectônica halocinética, marcada por feições compressoriais

devido ao fluxo convergente do sal. A Fig. III.57 apresenta uma seção geológica esquemática na plataforma continental, mostrando a tectônica de sal e a ocorrência de camadas vulcânicas associadas ao complexo vulcânico de Abrolhos.

Bacias de Mucuri e Espírito Santo

As bacias de Mucuri e Espírito Santo ocupam uma área explorável de 18.000 km² em sua parte terrestre, ao longo dos litorais sul do Estado da Bahia e centro-norte do Estado do Espírito Santo, e estendem-se ainda para a plataforma continental, onde cerca de 200.000 km² encontram-se sob lâmina d'água de até 3.000 m. O limite sul, com a Bacia de Campos, é a feição geológica conhecida como Alto de Vitória, enquanto o limite norte, com a bacia de Cumuruxatiba, corresponde ao limite norte do Complexo Vulcânico de Abrolhos, que em terra corresponde à região de embasamento raso do Alto de Alcobaça (Vieira *et al.* 1994).

A evolução tectono-sedimentar pode ser associada a três megassequências ou fases principais (Biassusi *et al.* 1990; Vieira *et al.* 1994). A fase sinrifte (Formação Cricaré), de idade Neocomiano/Aptiano, é composta por rochas sedimentares depositadas em ambiente continental, registrando-se rochas vulcânicas, representadas pela Formação Cabiúnas, que repousam discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano, na base da coluna sedimentar, ou intercaladas com sedimentos sinrifte. A megassequência transicional (Formação Mariricu), de idade aptiana, é composta

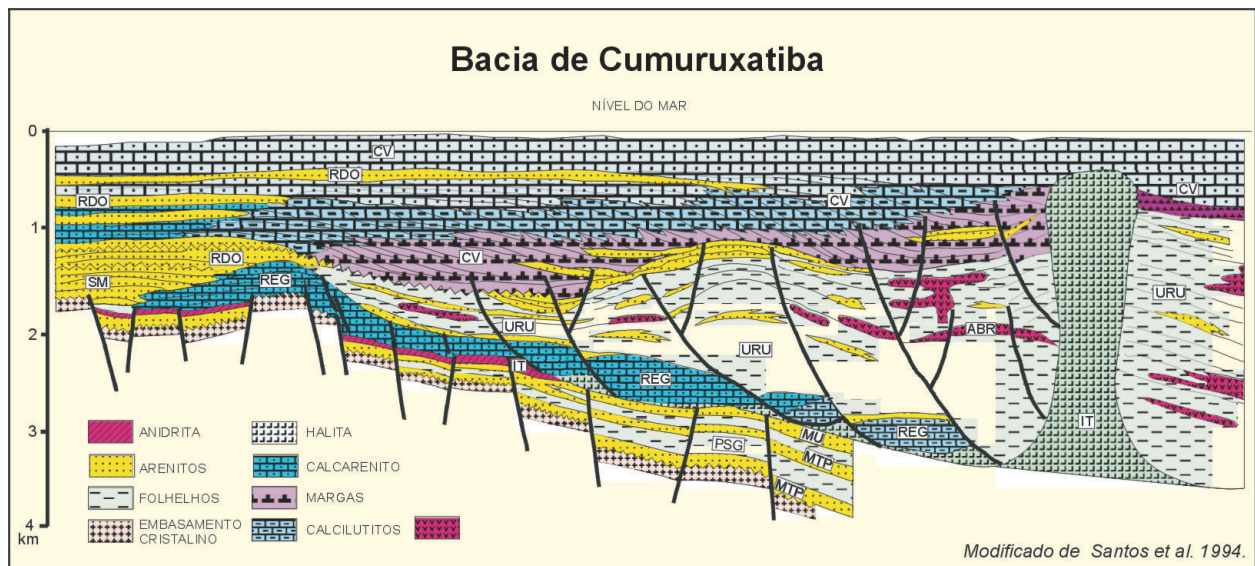


Figura III.57 – Seção geológica esquemática na Bacia de Cumuruxatiba, mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico das seqüências sinrifte e pós-rifte. Formações: MTP – Monte Pascoal, PSG – Porto Seguro, CRI – Cricaré, MU – Mucuri, IT – Itaúnas, REG – Regência, URU – Urucutuca, ABR – Abrolhos, SM – São Mateus, RDO – Rio Doce, CV – Caravelas

Figure III.57 – Schematic geological section in the Cumuruxatiba Basin, showing the structural and stratigraphic framework for the syn-rift and post-rift successions

por sedimentos siliciclásticos (Membro Mucuri) e evaporitos (Membro Itaúnas), que marcam as primeiras incursões marinhas na bacia. Esta seqüência relaciona-se ao estágio final da fase rifte, durante o processo de separação dos continentes. A megasseqüência pós-rifte ou marinha é caracterizada por uma seqüência marinha de idade albiana, composta por rochas siliciclásticas e carbonáticas do Grupo Barra Nova, recoberta por uma seqüência siliciclástica marinha transgressiva (Formação Urucutuca) de idade cenomaniana a eo-eocena, seguida por uma seqüência marinha regressiva (formações Rio Doce e Caravelas), do Meso/Eoceno ao Recente. Durante a fase de subsidência terminal a evolução da bacia é intensamente influenciada pela tectônica salífera.

O Complexo Vulcânico de Abrolhos é caracterizado por rochas vulcânicas extrusivas e intrusivas recobrendo sedimentos terciários e cretácicos das bacias de Mucuri e Espírito Santo (Cordani, 1970; Cordani e Blazekovic, 1970). A seqüência vulcanoclástica inclui tipos litológicos distintos como tufo, basaltos, hialoclastitos, brechas, diabásio e gabro, com datações pelo método K-Ar apresentando idades entre 64 e 32 Ma (Cordani e Blazekovic, 1970). Idades obtidas pelo

método Ar-Ar sugerem uma concentração de idades no intervalo Paleoceno–Eoceno (Sztamari *et al.* 2000).

Bacocoli (1982) e Sobreira (1996) propõem modelos geológicos em que as vulcânicas de Abrolhos são alimentadas por diápiros do manto e intrusões ígneas locais, com focos vulcânicos na plataforma continental da Bacia do Espírito Santo, enquanto Parsons *et al.* (2001) interpretam que as rochas vulcânicas são extrusivas e com fonte distante da área de ocorrência. Diques ígneos e evidências de estruturas afetando a seção sedimentar do Terciário Superior são reportadas por Sobreira (1997). Na zona de charneira da bacia são notadas reativações de falhas associadas à fase sinrifte do Cretáceo Inferior, algumas das quais apresentam movimentações até o Terciário Superior (Sobreira, 1999).

Na região entre as bacias de Mucuri e Espírito Santo, peculiar estilo de tectônica de sal (Fig. III.58) é condicionado pela sobrecarga das vulcânicas de Abrolhos formando frentes de empurrões com vergência na direção do continente (Van der Ven *et al.* 1998; Biassusi *et al.* 1999). Numa primeira fase de halocinese, ocorreu a formação de falhas extensionais normais com mergulho predominante para leste, à semelhança

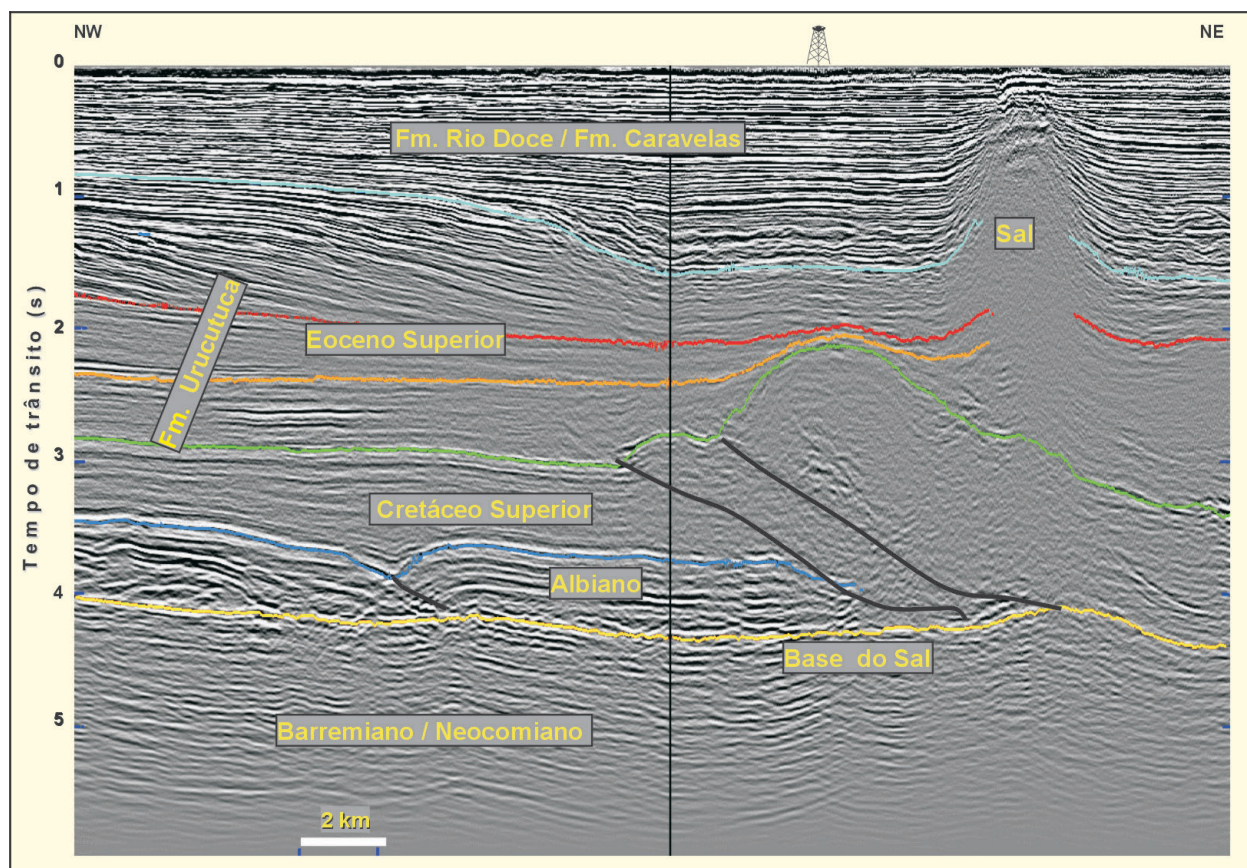


Figura III.58 – Seção sísmica na Bacia do Espírito Santo (parte marinha), mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e estruturas extensionais e compressivas características da tectônica de sal

Figure III.58 – Seismic section in Espírito Santo Basin (offshore), showing syn-rift and post-rift stratigraphic sequences and extensional and compressional structures related to salt tectonics

das falhas da Bacia de Campos. Numa segunda fase de halocinese, a barreira formada pela extrusão e intrusão de lavas basálticas e rochas ígneas na região de Abrolhos resultou num obstáculo para o fluxo de sal na direção da bacia profunda, resultando na mobilização de evaporitos e folhelhos em direção contrária (oeste), associada a falhas de empurrão com vergência na direção do continente, e formação de feições compressoriais (Fig. III.58). No terceiro estágio, ocorreu a formação de diápiros de sal penetrantes nas camadas sedimentares mais jovens, alguns dos quais afetam o Terciário Superior e Quaternário. Experimentos de modelagem física reproduzem com bastante fidelidade esse tipo de estruturação (Guerra *et al.* 1992).

A Fig. III.59 apresenta uma seção sísmica através do complexo vulcânico de Abrolhos, desde a plataforma continental até a região de crosta oceânica. Observam-se espessa seção rifte abaixo das seqüências com evaporitos e perda de qualidade do sinal sísmico na região das vulcânicas, próximo da quebra de plataforma. A leste de Abrolhos ocorrem feições compressoriais (falhas de empurrão) com vergência para a direção leste, na região de transição com crosta oceânica.

Destacam-se também na região do talude e bacia profunda, particularmente no embainhamento da parte sul da bacia do Espírito Santo, a ocorrência de diápiros de sal (Fig. III.60) que afetam o fundo do mar (Cainelli e Mohriak, 1998).

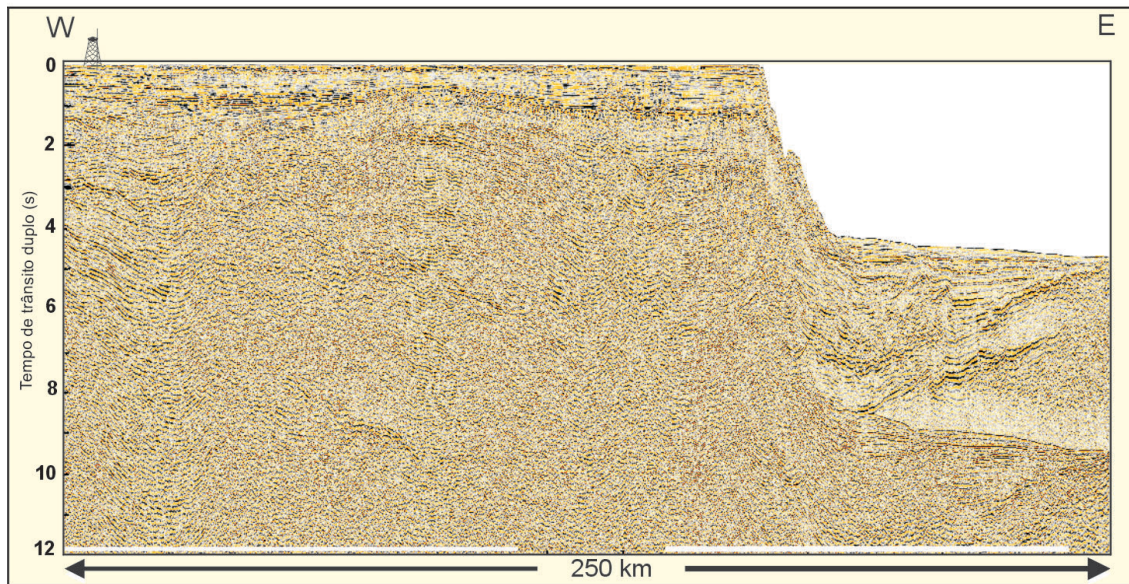


Figura III.59 – Seção sísmica na Bacia do Espírito Santo (região de Abrolhos), mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e ocorrência de abrupta quebra de talude a leste do complexo vulcânico

Figure III.59 – Seismic section in the Espírito Santo Basin (Abrolhos region), showing syn-rift and post-rift stratigraphic sequences, and abrupt shelf break eastwards of the volcanic complex

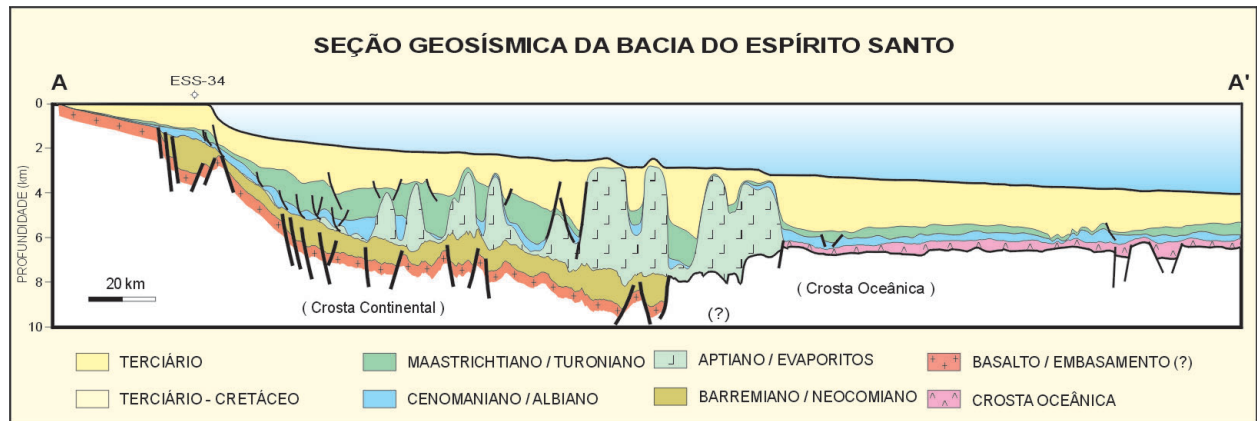


Figura III.60 – Seção geológica esquemática na Bacia do Espírito Santo, mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico das seqüências sinrifte e pós-rifte

Figure III.60 – Schematic geological section in the Espírito Santo Basin, showing the structural and stratigraphic framework for the syn-rift and post-rift successions

Bacia de Campos

A Bacia de Campos está situada no litoral Sudeste do Brasil, costa do Estado do Rio de Janeiro (Fig. III.22). Ocupa a área de cerca de 120.000 km² até a batimetria de 3.500 m e, deste total, apenas 500 km² localizam-se na parte terrestre. Limita-se a norte com a Bacia do Espírito Santo, pelo Alto de Vitória, e a sul, com a Bacia de Santos, pelo Alto de Cabo Frio.

Genericamente, seu arcabouço tectono-sedimentar pode ser caracterizado por três megassequências distintas (Rangel *et al.* 1994). A fase sinrifte é marcada pela ocorrência de basaltos tholeiíticos amigdaloidais (Formação Cabiúnas), na base da coluna sedimentar, com datação radiométrica entre 134 e 122 Ma (Mizusaki *et al.* 1988). Os sedimentos continentais da Formação Lagoa Feia correspondem a uma seqüência carbonática-siliciclástica predominantemente lacustre, incluindo em sua parte superior um pacote de coquinas de pelecípodes (Membro Coqueiros), intercalada com folhelhos pretos carbonosos (Pereira *et al.* 1984; Dias *et al.* 1988; Guardado *et al.* 1989; Abrahão e Warme, 1990). A megassequência transicional é caracterizada por um período de relativa quiescência tectônica, registrando-se depósitos siliciclásticos aptianos acima da discordância *break-up*, e por depósitos evaporíticos do Membro Retiro, também incluídos na Formação Lagoa Feia. A megassequência pós-rifte ou marinha é inicialmente representada pelos carbonatos de água rasa da Formação Macaé (Albiano–Cenomaniano), com fácies arenosa (Membro Goitacás) e calcarenítica (Membro Quissamã) que gradam no topo e na direção da bacia para uma seqüência de margas e folhelhos (Membro Outeiro). A Formação Tamoiros corresponde a pelitos de idade turoniano a cretáceo superior, marcando uma fase marinha transgressiva. A partir do Cretáceo Superior a Terciário Inferior caracteriza-se uma fase marinha regressiva, com a deposição de siliciclásticos do Grupo Campos, que inclui uma seqüência proximal (Formação Emboré), uma plataforma carbonática (Formação Grussaí), uma seqüência distal com pelitos de talude (Formação Ubatuba), além de depósitos arenosos turbidíticos (Formação Caraepibus) intercalados nos folhelhos batiais.

A tectônica de sal é pouco desenvolvida na plataforma continental, mas apresenta grandes diápiros de sal e muralhas na região além da quebra de plataforma, sopé de talude e bacia profunda, influenciando fortemente as seqüências mais jovens, formando anticlinais, *roll-overs*, depocentros localizados entre diápiros de sal (mini-bacias), registrando-se também feições compressoriais próximas do limite crustal (Figueiredo e Martins, 1990; Demercian *et al.* 1993; Cobbold *et al.* 1995; Mohriak *et al.* 2000).

Ricci e Becker (1991) dividem a fase marinha regressiva em 4 principais unidades estratigráficas ou seqüências: a unidade I (Paleoceno–Eoceno Médio) é tipicamente progra-

dante, a unidade II (Eoceno Médio–Oligoceno Inferior) é tipicamente agradacional, a unidade III (Oligoceno Inferior–Mioceno Inferior) é novamente progradacional, e a unidade IV (Mioceno Inferior–Recente) é caracterizada por grandes sigmoidais.

Souza Cruz e Appi (1999) e Souza Cruz (2001) caracterizam hierarquicamente diversas seqüências estratigráficas e discutem as principais fácies sedimentares observadas nas progradações sigmoidais do Terciário Superior na Bacia de Campos. Johann (1999) caracteriza os diversos fácies de reservatórios turbidíticos das principais acumulações de hidrocarbonetos da porção central da Bacia de Campos.

A Fig. III.61 apresenta seção sísmica através da porção centro-sul da Bacia de Campos, ilustrando a assinatura sísmica das megassequências sinrifte, transicional e pós-rifte. Na parte superior da figura apresentam-se os perfis de anomalia gravimétrica e de anomalia magnética, caracterizando notável anomalia magnética na transição de crosta continental para a crosta proto-oceânica, com interpretação análoga à ECMA (*East Coast Magnetic Anomaly*) na margem leste norte-americana (Mohriak *et al.* 1998b). A Fig. III.62 apresenta a interpretação esquemática da arquitetura crustal, com a divisão dos diversos domínios ou compartimentos tectônicos da bacia, em função do estilo de tectônica de sal (Jackson *et al.* 1998; Mohriak *et al.* 1999; Mohriak *et al.* 2000). O domínio I é caracterizado por tectônica extensional, com falhas lítricas normais sintéticas e antitéticas, o domínio II é caracterizado por almofadas de sal, o domínio III por diápiros e muralhas de sal, localmente com indicações de incipiente inversão de falhas, e o domínio IV por feições compressoriais, particularmente com empurrões junto ao limite crustal e localmente ocorrem línguas de sal alóctone.

Bacia de Santos

A Bacia de Santos está localizada na porção sudeste da margem brasileira, em frente ao litoral sul do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e norte de Santa Catarina (Fig. III.22). Geologicamente, trata-se de uma depressão limitada a norte pelo alto de Cabo Frio e a sul pela Plataforma ou Alto de Florianópolis. A bacia recobre a área de cerca de 350.000 km², dos quais 200.000 km² encontram-se em lâminas d'água até 400 m e 150.000 km² entre as cotas de 400 e 3.000 m.

O desenvolvimento de seu arcabouço tectono-estratigráfico compreende três megassequências (Pereira e Macedo, 1990; Pereira e Feijó, 1994). A megassequência sinrifte ou continental, de idade neocomiana/barremiana, foi amostrada em poucos poços proximais, registrando-se siliciclásticos grosseiros (Formação Guaratiba) assentados discordantemente sobre rochas vulcânicas (basaltos tholeiíticos amigdaloidais, de cor verde escuro), de idade aproximada de 130–120 Ma (Pereira e Feijó, 1994), englobados na Formação Camboriú.

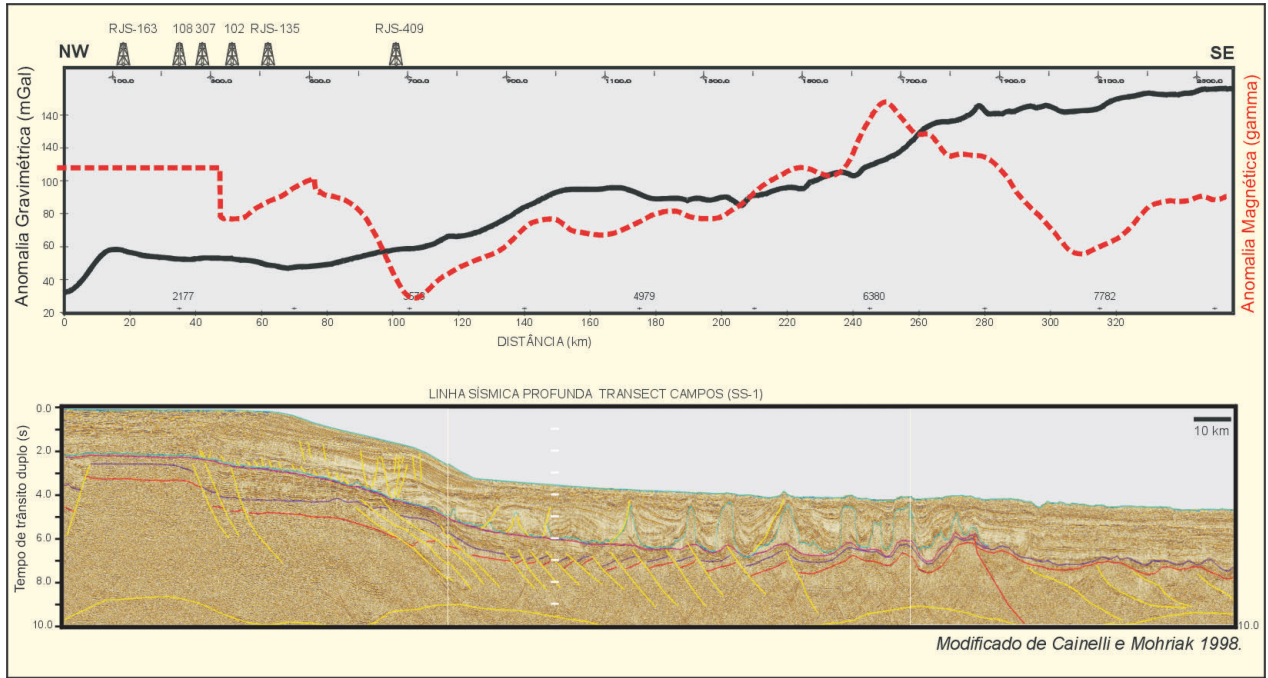


Figura III.61 – Seção sísmica na Bacia de Campos, mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e ocorrência de anomalias gravimétricas e magnéticas próximo do limite crustal

Figure III.61 – Seismic section in the Campos Basin, showing syn-rift and post-rift stratigraphic sequences, and occurrence of gravity and magnetic anomalies near the crustal limit

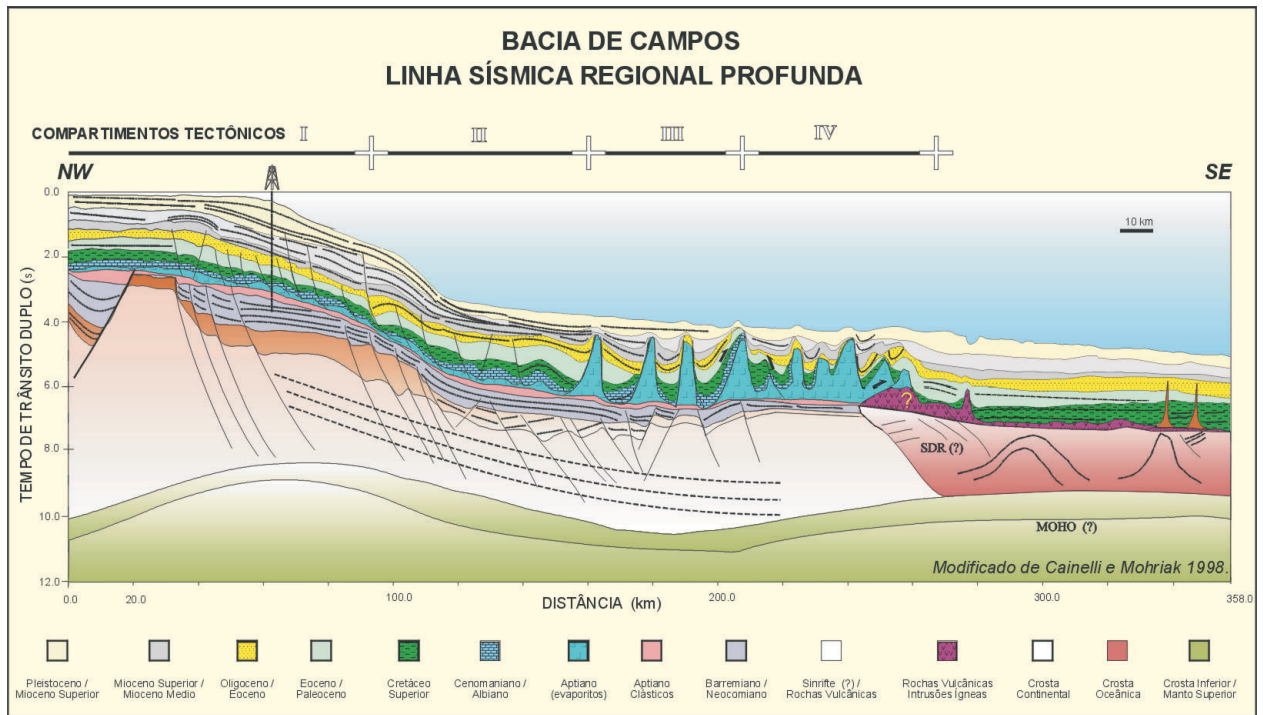


Figura III.62 – Seção geosísmica na Bacia de Campos, mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e compartimentos tectônicos associados à halocinesis

Figure III.62 – Geoseismic section in the Campos Basin, showing syn-rift and post-rift stratigraphic sequences, and tectonic compartments associated with halokinesis

A megassequência transicional caracteriza-se pela deposição de siliciclásticos e evaporitos aptianos, depositados acima da discordância *break-up*, em ambiente marinho restrito, registrando-se carbonatos, anidrita e halita na Formação Ariri. A terceira fase tectônica corresponde à megassequência pós-rifte ou marinha, associada a subsidência térmica durante a deriva dos continentes. Esta fase inicia-se por depósitos siliciclásticos (Formação Florianópolis) e carbonáticos (Formação Guarujá) de idade eo/meso-albiana, que posteriormente foram recobertas por sistemas transgressivos clástico/carbonáticos (Formação Itanhaém) do Neo-Albiano ao Eo/Cenomaniano (Pereira *et al.* 1986). O subsequente aprofundamento da bacia resultou na implantação de um ambiente marinho transgressivo até o Meso/Turoniano (Formação Itajaí-Açu), seguido por fortes eventos regressivos a partir do Maastrichtiano (formações Santos e Juréia), resultando num sensível avanço da linha de costa na direção do mar (Pereira e Macedo, 1990). O Terciário da Bacia de Santos é representado pelo sistema Iguape/Marambaia, com dominância de plataformas carbonáticas na porção centro-sul e forte influxo de clásticos grosseiros na porção norte. A sedimentação culmina com a deposição de areias e folhelhos da Formação Sepetiba, de idade pleistocênica (Pereira e Macedo, 1990; Pereira e Feijó, 1994).

O segmento central do sistema de depocentros da fase rifte que se estende entre a Bacia de Santos e o sul da Bacia de Campos é caracterizado por uma faixa de anomalias gravimétricas negativas, com direção NNE, indicativas de grande profundidade da base do sal e do embasamento, com um principal depocentro a leste do gráben de Merluza (Karner e Driscoll, 1999; Meisling *et al.* 2001).

Destaca-se na parte centro-norte da Bacia de Santos, entre a região de Cabo Frio até a região central da Bacia, ao sul da Ilha Grande, a ocorrência de uma grande falha lítrica antitética, associada a tectônica de sal (Mohriak *et al.* 1995b). Esta feição relaciona-se com uma progradação maciça de sedimentos siliciclásticos no Cretáceo Superior, resultando em expulsão dos evaporitos e criando uma cicatriz de sal que é coberta por sedimentos pós-albianos, que ficam cada vez mais novos à medida que se aproximam do plano da falha de baixo ângulo. A falha de Cabo Frio controla também uma grande faixa alongada com ausência de sedimentos albianos (*Albian gap* ou vazio albiano), cujo modelo de formação tem sido discutido em diversos trabalhos (Mohriak *et al.* 1995b; Cainelli e Mohriak, 1998). Modelagens físicas desta feição halocinética sugerem diferentes hipóteses, algumas com grande extensão da cobertura sedimentar, e outras, alternativamente, com pouca extensão (Szatmari *et al.* 1996; Ge *et al.* 1997, Mohriak e Szatmari, 2001).

Na parte norte da bacia, junto ao Alto de Cabo Frio, ocorrem feições vulcânicas do Cretáceo Superior (notadamente na Bacia de Santos) e do Terciário (na direção da Bacia de Campos),

formando cones vulcânicos e diversas fácies vulcanoclásticas (Mizusaki e Mohriak, 1992).

Na parte sul da bacia, próximo à região da Plataforma de Florianópolis, destaca-se a ocorrência de muralhas de sal com geometria linear em planta e que em seções sísmicas aparecem com forma de agulhas atravessando toda a seqüência sedimentar cretácica e terciária. Ocorrem também nessa região anomalias gravimétricas e magnéticas de direção NNE associadas a altos vulcânicos na direção da plataforma de Florianópolis e anomalias E-W que correspondem a zonas de fraturas (Zona de Fratura do Rio Grande).

A Fig. III.63 apresenta uma seção geológica esquemática na região do campo de Merluza, e a Fig. III.64 (modificada de Cainelli e Mohriak, 1998) apresenta a continuação dessa seção ao longo de uma linha sísmica na porção centro-sul da Bacia de Santos. A Fig. III.65 apresenta a continuação da seção, atravessando a porção distal da província de diápiros de sal e atingindo a região de crosta vulcânica com intrusões ígneas associadas à Zona de Fratura do Rio Grande (Lineamento de Florianópolis).

Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas situa-se no extremo sul da margem continental brasileira, limitando-se a norte com a Bacia de Santos, pela plataforma de Florianópolis, e a sul com as bacias da Margem Continental do Uruguai (Fig. III.22). A área da bacia compreende cerca de 250.000 km² (até a lâmina d'água de 3.000 m), 20 % dos quais estão situados em região de embasamento raso na região emersa e na plataforma continental.

O desenvolvimento da bacia pode ser dividido em três megassequências ou fases principais de evolução tectônica. A megassequência pré-rifte corresponde a sedimentos e vulcânicas do Paleozóico e Mesozóico da Bacia do Paraná. Esses sedimentos são reconhecidos apenas na área do Sinclinal de Torres, onde a seção paleozóica da Bacia do Paraná está sotoposta ao pacote cenozóico da Bacia de Pelotas (Dias *et al.* 1994a). A megassequência sinrifte (Neocomiano-Barremiano) é caracterizada por falhamentos antitéticos que definem meio-grábens na plataforma continental, com interpretação (Dias *et al.* 1994b) de que a magnitude dos falhamentos aumenta para leste. Esta megassequência foi amostrada em poucos poços em situação de gráben proximal, constituindo-se de conglomerados com fragmentos de basalto (Formação Cassino). A base dessa seqüência assenta-se sobre rochas vulcânicas (basaltos tholeiíticos, com datação de 124 Ma pelo método K-Ar, Dias *et al.* 1994a), representadas pela Formação Imbituba. A megassequência transicional, que nas bacias a norte do lineamento de Florianópolis incluem evaporitos com halita (Formação Ariri), é reconhecida apenas na região da Plataforma de Florianópolis, onde se constatou anidrita.

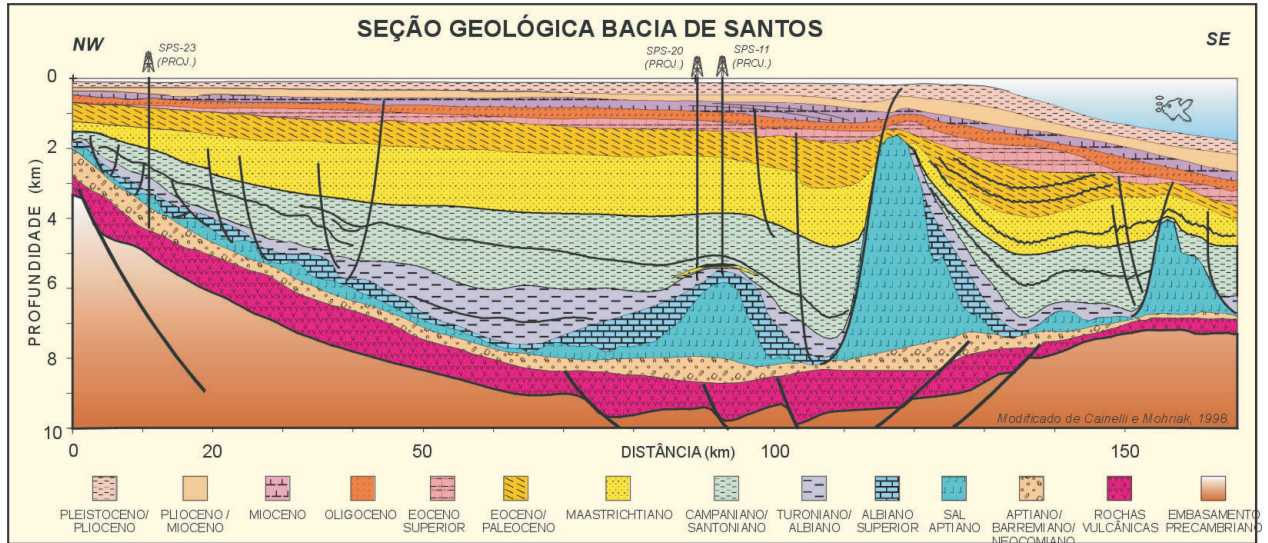


Figura III.63 – Seção geosísmica na Bacia de Santos, mostrando seqüências estratigráficas sinrífte e pós-rífte e diápiros de sal próximos da quebra da plataforma continental

Figure III.63 – Geoseismic section in the Santos Basin, showing syn-rift and post-rift stratigraphic sequences, and salt diapirs near the continental shelf break

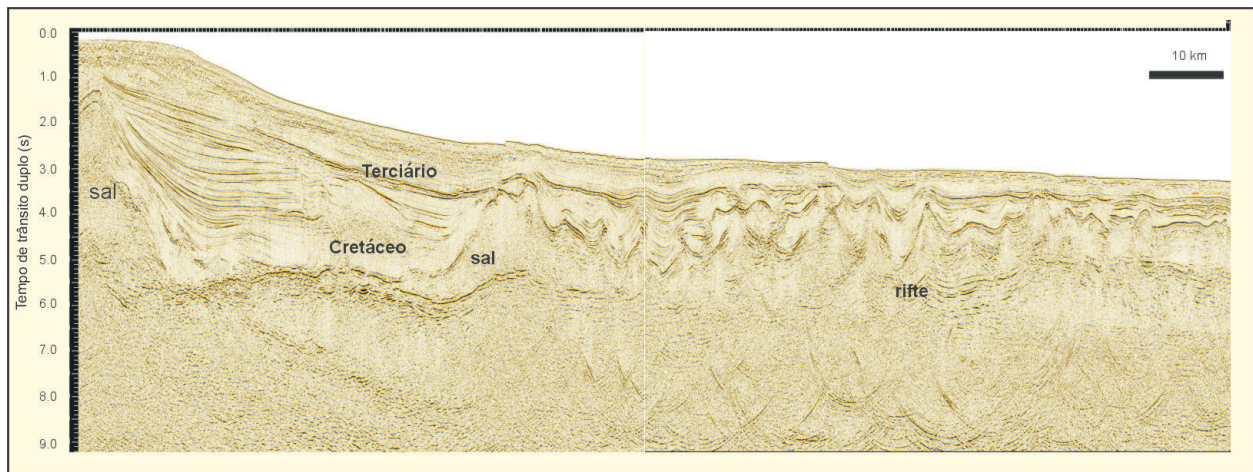


Figura III.64 – Seção sísmica na Bacia de Santos, mostrando seqüências estratigráficas sinrífte e pós-rífte e ocorrência de expressiva tectônica de sal na região além da quebra da plataforma

Figure III.64 – Seismic section in the Santos Basin, showing syn-rift and post-rift stratigraphic sequences, and occurrence of expressive salt tectonics in the region beyond the shelf break

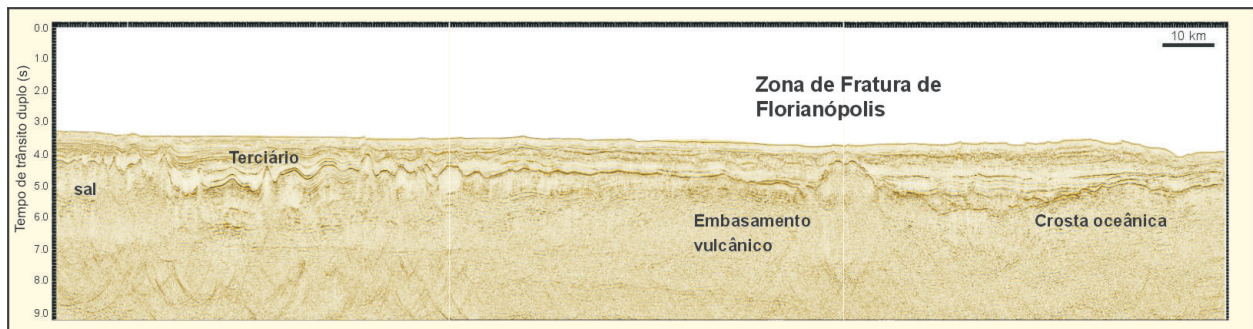


Figura III.65 – Seção sísmica na Bacia de Santos, mostrando transição entre província de diápiros de sal adjacente à região com embasamento vulcânico e presença de intrusões ígneas ao longo de zonas de fraturas oceânicas

Figure III.65 – Seismic section in the Santos Basin, showing the transition from the salt diapir province adjacent to the region with volcanic basement, and presence of igneous intrusions along oceanic fracture zones

Localmente, abaixo da Formação Ariri, registra-se a ocorrência de traquiandesito cinza esverdeado (Formação Curumim) cuja datação Ar-Ar apresentou idade de 113 Ma (Dias *et al.* 1994a).

A megassequência pós-rifte, que representa a sedimentação marinha da bacia, pode ser subdividida em algumas seqüências principais (Dias *et al.* 1994a): 1) seqüência do Albiano/Aptiano, com sua porção superior coincidente com o topo da seção de calcários do Eo/Meso/Albiano (Formação Porto Belo); 2) seqüência do Cretáceo Superior, composta por sedimentos pelíticos, responsável pela deposição de areias na área do baixo de Mostardas e de margas e folhelhos na plataforma continental (Formação Atlântida); 3) seqüência do Cretáceo Superior–Terciário Inferior, constituída por folhelhos e delgadas camadas de arenitos; 4) seqüência do Eoceno/Oligoceno Inferior, composta por clásticos na área do baixo de Mostardas e por folhelhos na plataforma (Formação Imbé); e 5) seqüência do Oligoceno Superior ao Recente, de caráter progradante e composição pelítica.

Na porção sul da Bacia de Pelotas, em frente à Laguna dos Patos, destaca-se grande espessamento da seqüência sedimentar na região do cone do Rio Grande, associada a altas taxas de sedimentação no Terciário. O rápido soterramento propiciou a preservação de matéria orgânica e a formação de gás biogênico, registrando-se notável ocorrência de hidratos de gás em profundidades que estão entre 100 e 1.000 m na

coluna sedimentar, em batimetrias de 1.000 a 2.500 m (Fontana, 1989; Fontana e Mussumeci, 1994; Sad *et al.* 1997; Sad *et al.* 1998). Também nessa região caracteriza-se uma faixa de dobramentos dos sedimentos terciários, mobilizados por empurrões com vergência para o mar (Fontana, 1989; Cainelli e Mohriak, 1998).

A ocorrência de grábens controlados por falhas antitéticas na região proximal da bacia e na plataforma sugere modelos diversos para a formação e evolução geodinâmica do rifte na Bacia de Pelotas. Três hipóteses podem ser aventadas (Mohriak *et al.* 1995b; Cainelli e Mohriak, 1998): (1) ocorrência de basculamento regional associado à implantação de crosta oceânica e posterior ruptura por falhamentos mais novos (Gonçalves *et al.* 1979); (2), ocorrência de grandes falhas antitéticas que aumentam de rejeito na direção de águas profundas (Dias *et al.* 1994b); e (3) ocorrência de feições caracterizadas como *seaward-dipping reflectors*, relacionadas à implantação de crosta proto-oceânica (Chang *et al.* 1992; Fontana, 1990; Fontana, 1996; Mohriak *et al.* 1995b; Cainelli e Mohriak, 1998, Talwani e Abreu, 2000).

A Fig. III.66 apresenta uma seção sísmica regional através da porção centro-norte da Bacia de Pelotas, com caracterização de cones vulcânicos e feições interpretadas como *seaward-dipping reflectors* (Mohriak *et al.* 1995b; Fontana, 1996; Talwani e Abreu, 2000).

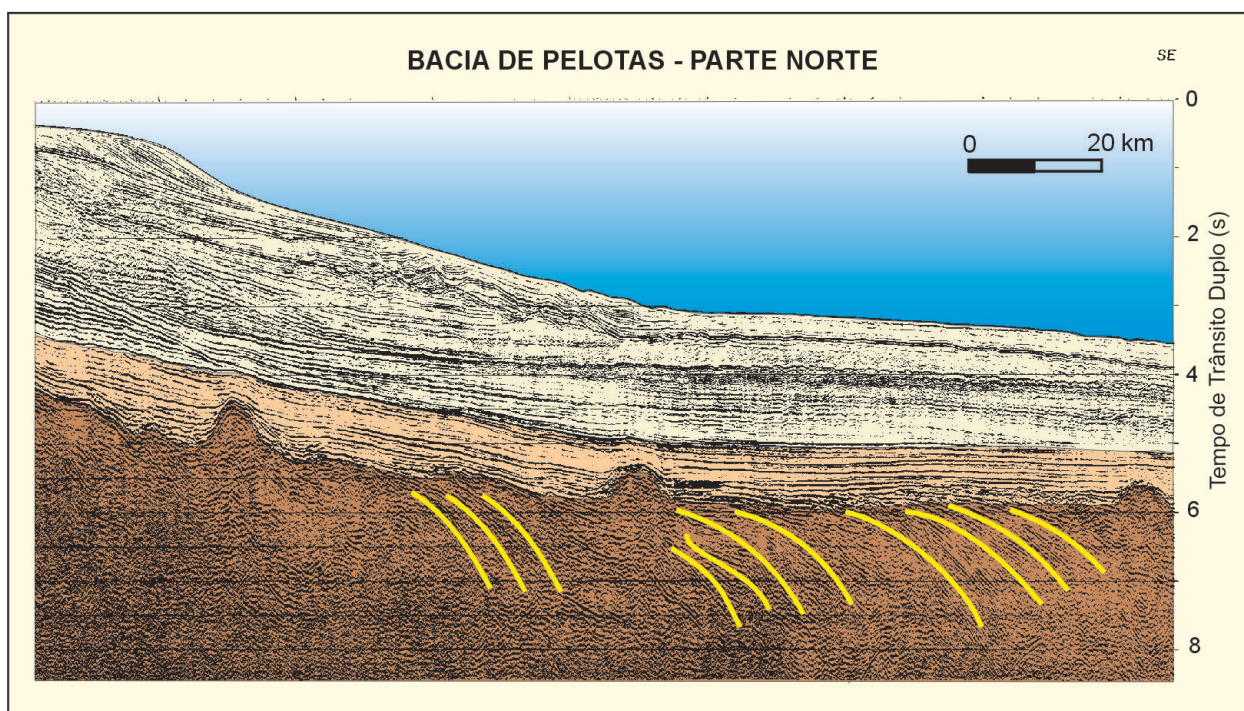


Figura III.66 – Seção sísmica na Bacia de Pelotas (parte norte), mostrando feições interpretadas como cunhas de refletores mergulhantes para o mar (SDR) relacionadas à formação de crosta proto-oceânica

Figure III.66 – Seismic section in the Pelotas Basin, showing features interpreted as seaward-dipping wedges (SDR) related to the inception of proto-oceanic crust

Discussão

A evolução tectono-estratigráfica das bacias sedimentares da margem leste-sudeste (segmento divergente) e da margem equatorial (segmento transformante) é consequência da ruptura do Gondwana e da abertura e do desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul, iniciadas no Mesozóico. O sistema de riftes associado à separação entre as placas sul-americana e africana iniciou-se nos extremos norte e sul da América do Sul e notadamente na margem sul é acompanhado pela extrusão de lavas basálticas na Bacia do Paraná e na região adjacente da margem continental, entre as bacias de Pelotas e Espírito Santo.

A fase sinrifte é caracterizada por falhas sintéticas e antitéticas formando diversos semi-grábens cuja direção é aproximadamente paralela à linha de costa atual. Esses grábens são preenchidos por siliciclásticos continentais flúvio-deltaicos, localmente com o desenvolvimento de fácies carbonáticas e de acumulações de conchas de pelecípodes (coquinas).

O rifteamento da margem é diácrono, com idades variando entre Jurássico e Neocomiano nas extremidades meridional e setentrional da América do Sul e atingindo idades bem mais novas (Aptiano–Albiano) na extremidade leste da margem equatorial (entre Pernambuco–Paraíba e Sergipe–Alagoas).

Após a formação dos riftes continentais, com sedimentos lacustrinos e fluviais, ocorreu a ingressão marinha, que resultou na deposição de espessa seqüência de evaporitos (folhelhos, carbonatos, anidrita, halita). A tectônica de sal é caracterizada por domínios tectônicos distintos ao longo da margem, com feições extensionais na plataforma e compressionais em águas profundas.

Os riftes abortados da margem equatorial e também na margem nordeste não apresentam grandes espessuras de sedimentos evaporíticos e com exceção de Tacutu são caracterizados por ausência de assoalho vulcânico na base da seqüência rifte. Entretanto, a extensão na direção de águas profundas de alguns dos riftes anteriormente interpretados como não-vulcânicos (*e.g.*, Jacuípe e Sergipe–Alagoas) é também caracterizada por cunhas de refletores mergulhantes para o mar (*seaward-dipping reflectors*), interpretada como feições vulcânicas geneticamente relacionadas à injeção de crosta proto-oceânica.

Feições vulcânicas pós-rifte no extremo sul da Bacia de Santos podem corresponder a intrusões ígneas em crosta continental (Demerman e Szatmari, 1999), ou a manifestações de centros de espalhamento oceânico abortados (Kumar e Gamboa, 1979; Meisling *et al.* 2001) ou a propagadores oceânicos (Mohriak 2001).

A Megasseqüência Transicional é caracterizada por uma relativa quiescência tectônica após a rotação e basculamento de blocos de rifte, que são dissecados por uma discordância

regional que nivela a topografia preexistente (*break-up unconformity*). Acima da discordância, algumas bacias são caracterizadas por espessa seqüência de sedimentos aptianos pouco controlados por falhas (*sag basins*). A deposição de evaporitos no Aptiano Superior inicia-se com camadas de carbonatos e anidrita, que com o aumento da aridez gradam para camadas de halita e atingem condições de deposição de sais de potássio na região nordeste brasileira (Sergipe–Alagoas).

A Megasseqüência Marinha é caracterizada por uma fase inicial de deposição de carbonatos em condições ambientais rasas e oxigenadas, que subseqüentemente é afogada pela subida do nível do mar. O Terciário, particularmente nas bacias da margem leste brasileira, é caracterizado por cunhas sedimentares com progradações siliciclásticas, que resultaram na deposição de arenitos turbidíticos em águas profundas. Falhamentos relacionados à tectônica de sal constituem-se em eficiente caminho de migração para hidrocarbonetos gerados na seqüência pré-sal, que se acumularam em reservatórios carbonáticos do Albiano e siliciclásticos do Albo-Cenomaniano até Mioceno.

Vários episódios tectono-magmáticos (com clímax no Cretáceo Superior e Terciário Inferior) são registrados em alguns segmentos da margem, particularmente na região de Abrolhos e na região de Cabo Frio. Na região continental adjacente, formaram-se bacias tafrogênicas (*e.g.*, Bacia de Taubaté), e esse período também é caracterizado por várias intrusões alcalinas na borda das bacias sedimentares de Campos e Santos.

Conclusões

- Os riftes que formam a margem continental brasileira estão relacionados à abertura do Atlântico Sul e são subdivididos em riftes abortados, abrangendo uma série de bacias que ocorrem particularmente na margem equatorial e na margem nordeste; e em riftes que evoluíram para formar as bacias de margem passiva, subdivididos em bacias de margem transformante e margem divergente.
- O rifteamento da margem leste-sudeste-sul brasileira iniciou-se no extremo sul da placa sul-americana (Argentina), com uma série de riftes de direção NW–SE, com preenchimento vulcano-sedimentar datado de Jurássico a Cretáceo Inferior. A partir do Cretáceo Inferior, o campo de estresse mudou de direção, e o rifteamento se propagou com direção NNE pelas bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo, com atividade de rifteamento afetando a região do nordeste brasileiro até o Aptiano–Albiano.
- O rifteamento da margem equatorial brasileira iniciou-se numa fase precursora no Jurássico, concomitante à

abertura do Atlântico Norte. Nessa fase, registram-se sedimentos controlados por falhas de rifte na região de Tacutu e Cassiporé.

- A evolução tectono-estratigráfica das bacias da margem continental é caracterizada por uma megasseqüência pré-rifte com remanescentes da sedimentação intracratônica do Paleozóico e do Mesozóico; uma megasseqüência sinrifte associada a processos extensionais, com depósitos continentais fluviais e lacustres; uma megasseqüência transicional, associada a um golfo marinho, com depósitos evaporíticos; e uma megasseqüência pós-rifte, predominantemente marinha. A megasseqüência pós-rifte pode ser dividida em seqüências marinha transgressiva e marinha regressiva. A seqüência marinha transgressiva é inicialmente marcada por sedimentação de carbonatos em plataforma, seguindo-se uma sedimentação francamente oceânica e relativa estabilidade ambiental, com paleobatimetrias atingindo valores entre 1.000 e 2.000m, e por grande diversidade biológica. Na margem divergente, condições de mar cada vez mais franco começaram a predominar apenas no Turoniano Superior, sendo marcante a ocorrência de uma discordância regional (*e.g.*, discordância da base da Formação Calumbi na Bacia Sergipe–Alagoas), separando os estratos pré-turonianos da seqüência inferior, de características mais anóxicas, dos estratos santonianos a campanianos, depositados em ambiente mais aberto. A seqüência marinha regressiva é caracterizada por grande afluxo de sedimentos siliciclásticos na região sudeste brasileira, associados a grandes progradações sigmoidais, e por turbiditos intercalados em folhelhos batiais.
- A margem transformante apresenta segmentos de direção E–W e segmentos de direção NW–SE, conforme evidenciado nos mapas de métodos potenciais, formando um padrão *en-echelon* característico de bacias associadas a movimentações transcorrentes ou margens transformantes.
- As bacias sedimentares da margem equatorial podem ser caracterizadas pelas seguintes fases evolutivas: pré-transformante/pré-transtensão (Jurássico a Barremiano), pré-transformante/sintranstensão (Aptiano), sintransformante/margem transformante; passiva (Albiano–Cenomaniano), pós-transformante/margem transformante passiva (Cenomaniano–Recente).
- Linhas sísmicas regionais na margem equatorial indicam que algumas zonas de fraturas associadas às falhas transformantes estão tectonicamente ativas até o presente, mostrando perturbações no fundo do mar (causadas por movimentos compressoriais e extensionais).
- A região nordeste brasileira é caracterizada pelo sistema de riftes Recôncavo–Tucano–Jatobá que não evoluíram a uma fase de subsidência termal, enquanto o sistema de riftes alongados entre Jacuípe e Sergipe–Alagoas evoluíram para bacias de margem passiva divergente com a formação de crosta oceânica.
- A plataforma continental na região nordeste é muito mais estreita que na região sudeste e com uma abrupta transição entre talude e bacia profunda marcada por um limite crustal relativamente próximo da quebra de plataforma. A plataforma continental alarga-se na região do segmento transversal da margem entre a Bacia Pernambuco–Paraíba e a Bacia Potiguar.
- Lavas basálticas precursoras do rifteamento são registradas na Bacia do Paraná e em várias bacias da margem continental. Derrames de lavas basálticas, também associados à ruptura do Atlântico Sul, são registrados na Bacia do Parnaíba, estendendo-se para os grábens de São Luís e para a margem equatorial. Também registram-se intrusões ígneas e lavas basálticas precursoras da sedimentação continental lacustrina na Bacia do Tacutu e na Bacia Potiguar.
- A formação de crosta oceânica é precedida pelo extravasamento de lavas basálticas em ambiente subaéreo, que constituem cunhas que mergulham para o mar, formando os pacotes designados como *seaward-dipping reflectors*, que marcam a transição de crosta continental para crosta oceânica.
- Os mapas de anomalia Bouguer indicam uma faixa de anomalias positivas próximas do limite pré-aptiano (limite oeste da megasseqüência sinrifte) nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Essas anomalias provavelmente estão associadas ao início de um afinamento crustal e a um pronunciado soerguimento do Moho sob os depocentros sedimentares.
- Grandes falhas da fase rifte aparentemente penetram a crosta continental e solam no topo de massas ígneas aprisionadas na base da crosta (*underplating*) ou são absorvidas numa região onde se observam fortes refletores na crosta média a inferior. Esses refletores, na região de águas profundas, amalgamam-se com a descontinuidade do Moho.
- Na direção da porção central dos riftes, uma segunda faixa de anomalias positivas em algumas bacias indica um alto externo (Bacia de Campos, por exemplo), que corresponde a um alto vulcânico onde a seqüência rifte é praticamente ausente. Esses altos vulcânicos podem estar cobertos por uma reduzida cobertura sedimentar de idade aptiana ou por evaporitos.
- A porção norte da Bacia de Pelotas e a porção sul da Bacia de Santos são caracterizadas por diversas intrusões ígneas interpretadas como altos vulcânicos em crosta continental ou como propagadores associados à implantação de crosta oceânica.
- O *trend* de anomalias gravimétricas negativas de direção NNE, coincidente com os depocentros das bacias de Santos,

Campos e Espírito Santo, aparentemente é deslocado por lineamentos de direção NW–SE que correspondem a zonas de transferência dos riftes. Essa direção é sub-paralela à direção dos enxames de diques da Bacia do Paraná (Arco de Ponta Grossa) e também coincide com a direção de alinhamentos regionais como a Zona de Cisalhamento de Cruzeiro do Sul.

- A polaridade dos semi-grábens é invertida ao se atravessarem algumas zonas de transferências, compartimentalizando riftes abortados (*e.g.*, Tucano), ou bacias da margem continental em várias sub-Bacias sinrifte com mudança na direção do plano de mergulho da falha principal (*e.g.*, entre Santos e Pelotas). Essas zonas de transferência controlam a espessura sedimentar nas calhas dos riftes e provavelmente também as fácies sedimentares.
- As direções NW–SE das zonas de transferência alinham-se com as direções E–W das falhas transformantes em crosta oceânica, junto ao limite crustal. Na transição crosta continental–crosta oceânica, vários corpos ígneos intrudem a crosta ao longo dos segmentos de falhas transformantes (*leaking fracture zones*).
- Os blocos mais externos do rifte, junto ao limite crustal, aparentemente são erodidos por uma grande discordância que é coberta pelas cunhas de rochas vulcânicas (*seaward-dipping reflectors*), indicativas de uma anomalia térmica precedendo a injeção de crosta oceânica.
- A bacia evaporítica aptiana estende-se desde a Bacia de Santos até Sergipe–Alagoas, exibindo diferentes compartimentos tectônicos, que podem ser subdivididos em domínios extensionais e domínios compressionalis.
- Segmentos da margem caracterizados por reentrâncias na bacia evaporítica (*e.g.*, Santos e Cumuruxatiba) apresentam fluxo convergente de sal, e segmentos caracterizados por saliências na bacia evaporítica (*e.g.*, bacia de Campos) apresentam fluxo divergente de sal.
- A reativação de falhas do embasamento durante o Cretáceo Superior e Terciário Inferior a Médio constitui importante evento tectono-magmático na margem sudeste, com as intrusões ígneas e extrusões vulcânicas proporcionando um elemento de instabilidade tectônica que, associadas à tectônica de sal, resultou na desestabilização dos depósitos de areias da plataforma continental. Esses detritos arenosos são carregados por correntes de turbidez para a região de águas profundas, formando reservatórios sob forma de lençóis turbidíticos e também como corpos arenosos amalgamados em canais.

Agradecimentos

Agradece-se ao apoio gerencial da PETROBRAS pela oportunidade de realização do trabalho, particularmente ao Dr. J.C. Barbosa, C.A.P. Oliveira, P.M.M. Mendonça, L.N. Reis, F. Nepomuceno, E.J. Milani, E. Porsche, e também à gerência da CPRM pelo convite oficial efetuado pela diretoria, representada pelo Dr. L.A. Bizzi, e também pelo apoio constante do Dr. C. Schobbenhaus. Agradece-se também a R.M. Vidotti pelas orientações operacionais durante a execução do trabalho e pelo auxílio na formatação de figuras e texto.

Embora a integração final e a síntese de conceitos geológicos seja de responsabilidade do autor, este trabalho beneficiou-se de grande número de trabalhos anteriormente publicados, como artigos de periódicos, resumos e trabalhos em anais de congressos, capítulos de livros, e publicações internas da PETROBRAS. Também foram de grande importância a integração de resultados de relatórios de análise de bacias, resumos de seminários, discussões em reuniões técnicas informais, e debates e seminários apresentados em diversos cursos ministrados pelo autor na PETROBRAS e em várias universidades ao longo dos anos.

Agradece-se em especial os geólogos P.R. Palagi e L.O.A. Oliveira pela revisão crítica do texto e pelas muitas observações técnicas e de estilo que em muito melhoraram a versão final do trabalho. Somos gratos a M.A.N.F. Aragão pela revisão das referências bibliográficas e a E. Santos pela preparação de dados digitais de métodos potenciais e elaboração de mapas regionais. Agradecimentos são também devidos ao setor de desenho da PETROBRAS pelo inestimável auxílio na preparação das figuras, e somos gratos ao técnico A.T. Dias pela constante colaboração.

Incontáveis exploracionistas e pesquisadores contribuíram com idéias que nem sempre é possível referenciar com autoria ou co-autoria em publicações, trabalhos ou relatórios técnicos desenvolvidos ao longo dos anos. Agradecimentos e reconhecimento pela contribuição são devidos a todos os técnicos que participaram do avanço do conhecimento geológico das bacias da margem continental. Especiais agradecimentos são devidos aos vários geocientistas abaixo relacionados, em função da efetiva participação em projetos anteriores, e particularmente, nas específicas colaborações para preparação de dados, elaboração de figuras e inúmeras discussões técnicas envolvendo a interpretação geológica de diversos segmentos da margem continental, que foram de grande valia para a preparação deste trabalho de revisão.

| | |
|------------------|------------------|
| D. Abrahão | C. Cainelli |
| M.A. Almeida | C.W.M. Campos |
| C. Appi | M. Carminatti |
| N. Azambuja | R.S. Carvalho |
| G. Bacoccoli | R.T. Castellani |
| A.Z.N. Barros | A.H.A. Castro |
| M.C. Barros | P. de Cesero |
| M. Bassetto | D. Coelho |
| A.S. Biassusi | J.C.J. Conceição |
| J.A.S.L. Brandão | G.A. Correia |

J.A. Cupertino
 L.S. Demercian
 J.L. Dias
 F.U.H. Falkenhein
 A.M.F. Figueiredo
 R.L. Fontana
 C.A. Fontes
 S. Francis
 M.R. Franke
 A. Fugita
 L.A.P. Gamboa
 B.S. Gomes
 P.O. Gomes
 L.R. Guardado
 M. Guerra
 P.T. Guimarães
 M.A.L. Latgé
 C.C. Lima
 C.F. Lucchesi
 J.M. Macedo
 L.P. Magnavita
 R.M.D. Matos
 M.R. Mello
 E.J. Milani
 A.M.P. Mizusaki
 R. Mosmann
 M.M. Nascimento
 F. Nepomuceno Filho

H.A.O. Ojeda
 C.A.F. Oliveira
 J.B. Oliveira
 L.O.A. Oliveira
 P.R. Palagi
 J.L. Pantoja
 O.B. de Paula
 M. Pequeno
 M.J. Pereira
 C.S. Pontes
 J.H.L. Rabelo
 H.D. Rangel
 M.A.L. Ricci
 J.B. Rodarte
 S.M. Rodrigues
 A.L. R. Rosa
 A.R.E. Sad
 M.S. Scutta
 S.R.P. Silva
 D.P. Silveira
 J.F.F. Sobreira
 P. Szatmari
 L.B. Teixeira
 A. Thomaz Filho
 I.S. Vieira
 P.H.V. Ven
 P.V. Zalán

Referências Bibliográficas

- Abraão, D., Warme, J.E. 1990. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Fm., Campos Basin, Offshore Brazil. *In: Katz, B.J. Lacustrine basin exploration, case studies and modern analogs. AAPG, Memoir 50*, p. 287-305.
- Abriel, W.L., Letsch, D., Luken, M., Teerman, S., Bruton, J. 2001. A Deepwater Pore Pressure Risk Management Case in Offshore Brazil. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7, Salvador–BA, Anais*, 41-44.
- Almeida, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**:15-26 (suplemento).
- Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(3):139-158.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim IG, Instituto de Geociências da USP*, **7**:45-80.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, **50**:77-111.
- Alves, E.C., Costa, E.A. 1993. Evolução sedimentar mesozóica-cenozóica do Platô de Pernambuco e da área adjacente da Bacia Oceânica do Brasil. *In: Sociedade Brasileira de Geofísica, Congresso Internacional, 3, Rio de Janeiro, Anais*, 1249-1254.
- Alves, E.C., Sperle, M., Mello, S.L.M., Sichel, S.E. 1997. Compartimentação tectônica do sudeste do Brasil e suas relações com as zonas de fraturas oceânicas. *In: Sociedade Brasileira de Geofísica, Congresso Internacional, 5, São Paulo, Anais*, 48-50.
- Aquino, G.S., Lana, M.C. 1990. Exploração na Bacia de Sergipe–Alagoas: o “estado da arte”. *Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro*, **4**(1):75-84.
- Aranha, L.G.F., Lima, H.P., Souza, J.M.P., Makino, R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança–Viseu, São Luís e Ilha Nova. *In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coord.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás, CENSUD, Rio de Janeiro*, p. 221-233.
- Araripe, P.T., Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro*, **8**(1):127-141.
- Asmus, H.E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. *In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (eds.). Geologia do Brasil, MME/DPNPM, Brasília*, 443-472.
- Asmus, H.E., Baisch, P.R. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, **1983**(4):3-9.
- Asmus, H.E., Ferrari, A.L. 1978. *Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. 4:75-88 (Série Projeto Remac).*
- Asmus, H.E., Porto, R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú–SC, Anais 1:225-239.*
- Asmus, H.E. 1982. Significado geotectônico das feições estruturais das bacias marginais brasileiras e áreas adjacentes. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador–BA, Anais 4:1547-1557.*
- Asmus, H.E., Ponte, F.C. 1973. The Brazilian Marginal Basins. *In: Nairn, A.E.M., Stehili, F.G. (eds.). The Ocean Basins and Margins, The South Atlantic, Plenum Press, Nova York*, **1**:87-133.
- Azevedo, R.P. 1986. Interpretação geodinâmica da evolução Mesozóica da Bacia de Barreirinhas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais*, **3**:1115-1130.
- Azevedo, R.P. 1991. Interpretation of a deep seismic reflection profile in the Pará–Maranhão Basin. *In: Sociedade Brasileira de Geofísica, Congresso Internacional, 2, Salvador–BA, Anais*, 661-666.
- Azevedo, R.L.M., Gomide, J., Viviers, M.C. 1987. Geohistória da Bacia de Campos, Brasil, do Albiano ao Maastrichtiano. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**:139-146.
- Bacoccoli, G. 1982. Offshore Brazil – twelve years of oil exploration. *In: Watkins, J.S., Drake, C.L. (eds.). Studies in continental margin geology, AAPG Memoir 34:539-546.*
- Bacoccoli, G., Morales, R.G., Campos, O.A.J. 1980. *The Namorado Oil Field: A Major Oil Discovery in the Campos Basin, Brazil. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 329-337.
- Bassetto, M., Alkmin, F.F., Szatmari, P., Mohriak, W.U. 2000. The oceanic segment of the southern Brazilian margin: morpho-structural domains and their tectonic significance. *In: Mohriak, W. U., Talwani, M. (eds.), Atlantic rifts and continental margins, AGU Geophysical Monograph 115:235-259.*
- Bassetto, M., Mohriak, W.U., Vieira, I.S. 1996. Modelagens Gravimétrica e Magnética Utilizadas como Ferramentas de Apoio à Análise Regional de Bacias Sedimentares: *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais*, 222-225.
- Beltrami, C.V., Caldeira, J.L., Freitas, R.W. 1989. Análise sismoestratigráfica dos sedimentos oligo/miocênicos da Bacia do Ceará águas profundas. *In: Petrobrás, I Seminário de Interpretação Exploratória, 1, Rio de Janeiro, Anais*, 75-85.
- Beltrami, C.V., Alves, L.E.M., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Ceará. *Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro*, **8**(1):117-125.
- Bertani, R.T., Carozzi, A.V. 1984. *Microfacies, Depositional Models and Diagenesis of Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, Offshore Brazil, Ciência-Técnica-Petróleo, Petrobrás/Cenpes, Rio de Janeiro*, **14**:104.

- Bertani, R.T., Carozzi, A.V. 1985. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, Offshore Brazil: Rift-valley Stage Carbonate Reservoirs – I and II, *Journal of Petroleum Geology*, **8**(37/58):199-220.
- Bertani, R.T., Costa, I.G., Matos, R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. *In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 291-310.
- Biassusi, A.S., Maciel, A.A., Carvalho, R.S. 1990. Bacia do Espírito Santo: o “estado da arte” da exploração. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **4**(1):13-19.
- Biassusi, A.S., Brandão, J.R., Vieira, P.E. 1999. Salt tectonics and structural styles in the Province of the Foz do Rio Doce. *In: SBGF, International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, **6**, Rio de Janeiro, **1 CD**.
- Bird, D. 2001. Shear margins: continent-ocean transform and fracture zones boundaries. *The Leading Edge*, **20**(2): 150-159.
- Bonatti, E. 1985. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift. *Nature*, **316**:33-37.
- Brandão, J.A.S.L., Feijó, F.J. 1994a. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, **8**(1):91-99.
- Brandão, J.A.S.L., Feijó, F.J. 1994b. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, **8**(1):101-102.
- Bruhn, C.H.L. 1999. Major Types of Deep-Water Reservoirs from the Eastern Brazilian Rift and Passive Margin Basins. *In: SBGF, International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, **6**, *Anais*. 1 CD-ROM.
- Bruhn, C.H.L., Becker, M.R., Arienti, L.M., Rodrigues, E.B., Abreu, C.E.B.S., Alves, R.R.P., Castro, D.D., Santos, R.A., Freitas, L.C.S., Barros, A. P., Sarzenski, D.J. 1998a. Contrasting Styles of Oligocene/Miocene Turbidite Reservoirs from Deep Water Campos Basin, Brazil, *Proceedings for the 1998 AAPG Annual Convention*, Salt Lake City, Utah (USA), **A95**, 4p.
- Cainelli, C., Mohriak, W.U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998. *In: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II*, Rio de Janeiro, Brazil, **67 p.** + figures.
- Cainelli, C., Mohriak, W.U. 1999a. General evolution of the eastern Brazilian continental margin. *The Leading Edge*, **18**(7): 800-804.
- Cainelli, C., Mohriak, W.U. 1999b. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, **22**(3):206-216.
- Cainelli, C., Moraes Jr., J.J. 1986. Preenchimento sedimentar da Bacia do Pará-Maranhão. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, **34**, Goiânia, *Anais*, **1**:131-144.
- Caixeta, J.M., Bueno, G.V., Magnavita, L.P., Feijó, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, **8**(1):163-172.
- Caldeira, J.L., Coutinho, L.F.C., Moraes, M.F.B. 1991. Aspectos estruturais e sísmo-estratigráficos da seção neo-cretácea e terciária da Bacia de Barreirinhas – águas profundas. *In: SBGF, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, **2**, Salvador, *Anais*, **667-672**.
- Cande, S.C., Rabinowitz, P.D. 1979. Magnetic anomalies of the continental margin of Brazil: AAPG map, Tulsa.
- Candido, A., Cora, C.A.G. 1992. The Marlim and Albacora Giant Fields, Campos Basin, Offshore Brazil. *In: Halbouty, M.T. (ed.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 54: Giant Oil and Gas Fields of the Decade 1978-1988*, Chapter 8, p. 123-135.
- Candido, A., Costa, C.A.G. 1990. The Marlim and Albacora Giant Fields, Campos Basin, Offshore Brazil, AAPG Memoir, p. 123-135.
- Carminatti, M., Scarton, J.C. 1991. Sequence Stratigraphy of the Oligocene Turbidite Complex of the Campos Basin, Offshore Brazil: an Overview. *In: Weimer, P., Link, M.H. (eds.). Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, Springer-Verlag, New York, 41-246.
- Castro Jr., A.C.M. 1987. The Northeastern Brazil and Gabon Basins: a Double Rifting System Associated with Multiple Crustal Detachment Surfaces. *Tectonics*, **6**:727-738.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, **213**:97-138.
- Cherkis, N.Z., Chayes, D.A., Costa, L.C. 1989. Multibeam bathymetry studies in the Bahia seamounts region. *In: SBGF, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica*, **1**, Rio de Janeiro, *Anais*, **792-796**.
- Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, L.S., Coelho, D., Rossello, E.A. 1995. Seismic experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-water Santos Basin. *In: Jackson, M.P.A., Roberts, R.G., Snelson, S. (eds.). Salt tectonics: a global perspective*, AAPG Memoir **65**:305-321.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S. 2001. *Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil*. AAPG Bulletin, **11**:1925-1944.
- Conceição, J.C.J., Zalán, P.V., Wolff, S. 1988. Mecanismo, Evolução e Cronologia do Rift Sul-Atlântico, *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **2**(4):255-265.
- Cordani, U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boletim IGA*, **1**:9-75.
- Cordani, U.G., Blazekovic, A. 1970. Idades radiométricas das rochas vulcânicas dos Abrolhos. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, **24**, Brasília, *Anais*, **265-270**.
- Cordani, U.G., Neves, B.B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, A.F. 1984. *Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. PETROBRAS, Série Ciência Técnica Petróleo: Exploração de Petróleo, Rio de Janeiro, **15-70**.
- Cordani, U.G., Sato, K., Texeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American platform. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). Tectonic evolution of South America*, **31** International Geological Congress, Rio de Janeiro, **19-40**.
- Costa, I.G., Beltrami, C.V., Alves, L.E.M. 1990. A evolução tectono-sedimentar e o habitat do óleo da Bacia do Ceará. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **4**(1):65-74.
- Costa, M.P.A., Maia, M.C.A.C. 1986. Prováveis contatos de crosta continental/oceânica no Platô de Pernambuco, Nordeste do Brasil. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, **34**, Goiânia, *Anais*, **2**:810-823.
- Costa, M.P.A. Alves, E.C., Costa, E.A. 1991. Sísmo-estratigrafia da porção da bacia oceânica do Brasil adjacente ao Platô de Pernambuco e suas relações com o Platô e a Bacia de Pernambuco-Paraíba. *In: SBGF, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, **2**, Salvador, *Anais*, **650-655**.
- Davison, I. 1999. Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. *In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (eds.). The oil and gas habitats of the South Atlantic*, Geological Society [London] Special Publication, **153**:133-151.
- Demercian, L.S. 1996. A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, **201 p**.
- Demercian, L.S., Szatmari, P. 1999. Thin-Skinned Gravitational Transfer Zone in the Southern Part of Santos Basin. *In: SBGF International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, **6**, Rio de Janeiro, **1 CD**.
- Demercian, L.S., Szatmari, P., Cobbold, P.R. 1993. Style and Pattern of Salt Diapirs due to Thin-Skinned Gravitational Gliding, Campos and Santos Basins, Offshore Brazil. *Tectonophysics*, **228**:393-433.

- Dias, J.L. 1993. Evolução da fase rift e a transição rift/drift nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 3, Rio de Janeiro, *Expanded Abstracts*, 2:1328-1332.
- Dias, J.L., Oliveira, J.O., Vieira, J.C. 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18:252-260.
- Dias, J.L., Sad, A.R.E., Latgé, M.A.L., Silveira, D.P. 1994a. Bacia de Pelotas: estado da arte e perspectivas exploratórias. *In: PETROBRAS, Seminário de Interpretação Exploratória*, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, 270-275.
- Dias, J.L., Sad, A.R.E., Fontana, R.L., Feijó, F.J. 1994b. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1):235-245.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Esteves, F.R., Carminatti, M., Guardado, L.R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.). Origem e evolução de bacias sedimentares*, PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 333-360.
- Dias-Brito, D. 1982. Evolução Paleocoológica da Bacia de Campos durante a Deposição dos Calcilutitos, Margas e Folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano?). *Boletim Técnico da PETROBRAS*, 25:84-97.
- Dias-Brito, D. 1987. A Bacia de Campos no Meso-cretáceo – Uma Contribuição a Paleooceanografia do Atlântico Sul Primitivo. *Revista Brasileira de Geociências*, 17:162-167.
- Dias-Brito, D., Azevedo, R.L.M. 1986. As Sequências Depositionais Marinhas da Bacia de Campos sob a Ótica Paleocoológica. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia, *Anais*, 38-49.
- Duval, B., Cramez, C., Jackson, M.P.A. 1992. Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 9:389-404.
- Eiras, J.F., Kinoshita, E.M. 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia de Tacutu. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 2:193-208.
- Eiras, J.F., Kinoshita, E.M. 1990. Geologia e perspectivas petrolíferas da Bacia do Tacutu. *In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.), Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 197-220.
- Eiras, J.F., Kinoshita, E.M., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):83-89.
- Emery, K.O., Uchupi, E. 1984. *The geology of the Atlantic Ocean*. Springer-Verlag, New York, 1.050 p.
- Fainstein, R. 1999. *Brazil Expands Exploration of its twenty Offshore Sedimentary Basins*. Pennwell Offshore Magazine, October, 56-60.
- Fainstein, R., Jamieson, G., Hannan, A., Eiles, N., Krueger, A., Schelander, D. 2001. Offshore Brazil Santos Basin exploration potential from recently acquired seismic data. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 7, Salvador, *Anais*, 52-55.
- Falvey, D.A. 1974. The Development of Continental Margins in Plate Tectonic Theory. *The APEA Journal*, 14(1):95-106.
- Falvey, D.A., Middleton, M.F. 1981. Passive continental margins: evidence for a pré-breakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. *Oceanologica Acta*, 4:103-114.
- Feijó, F.J. 1994a. Bacia de Barreirinhas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):103-109.
- Feijó, F.J. 1994b. Bacia de Pernambuco–Paraíba. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):143-147.
- Feijó, F.J. 1994c. Bacia de Sergipe–Alagoas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):149-161.
- Figueiredo, A.M.F. 1985. Geologia das bacias brasileiras. *In: Viro, E.J. (ed.). Avaliação de Formação no Brasil*. Schlumberger, Rio de Janeiro, 1:1–38.
- Figueiredo, A.M.F., Martins, C.C. 1990. 20 anos de Exploração da Bacia de Campos e o sucesso nas águas profundas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 4(1):105-123.
- Figueiredo, A.M.F., Mohriak, W.U. 1984. A Tectônica Salífera e as Acumulações de Petróleo da Bacia de Campos. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, *Anais*, Rio de Janeiro, 1380-1394.
- Figueiredo, A.M.F., Braga, J.A.E., Zabalaga, J.C., Oliveira, J.J., Aguiar, G.A., Silva, O.B., Mato, L.F., Daniel, L.M.F., Magnavita, L. P. 1994. Recôncavo Basin, Brazil: a Prolific Intracontinental Rift Basin. *In: Landon, S.M. (ed.). Interior Rift Basins: AAPG Memoir* 59:157-203.
- Fontana, R.L. 1989. Evidências geofísicas da presença de hidratos de gás na Bacia de Pelotas – Brasil. *In: Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 1, Rio de Janeiro, *Anais*, 234-248.
- Fontana, R.L. 1990. Desenvolvimento termo-mecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da plataforma de Florianópolis. *In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.). Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 377-400.
- Fontana, R.L., Mussumeci, A. 1994. Hydrates offshore Brazil. *Annals of the New York Academy of Sciences*, International Conference on natural gas hydrates, 715:106-113.
- Fontana, R.L. 1996. SDR (Seaward-dipping reflectors) e a transição crustal na Bacia de Pelotas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, *Anais*, 5:425-430.
- Furlong, K.P., Fountain, D.M. 1986. Lithospheric evolution with under-plating: Thermal considerations and seismic-petrologic consequences. *Journal of Geophysical Research*, 91:8285-8294.
- Garcia, A.J.V. 1991. Evolução Sedimentar da Sequência Pré-Rift das Bacias Costeiras e Interiores do Nordeste Brasileiro. *Pesquisas*, Instituto de Geociências, UFRGS, 18:3-12.
- Ge, H., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C. 1997. Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. *AAPG Bulletin*, 81:393-423.
- Gibbs, A. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, 141:609-620.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.G., Dickin, A.P., Mitchell, J.G. 1994. The late Cretaceous impact of the Trindade plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism. *In: SE Brazil. International Symposium on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle, São Paulo – Brazil. Abstracts*, 56-58.
- Gladchenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S., Skogseid, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society of London*, 154:465-470.
- Gomes, B.S. 1992. Integração preliminar dos dados gravimétricos marítimos da PETROBRAS e do Projeto Leplac: Bacias de Campos, Santos e Pelotas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo–SP, *Anais*, 1:559-560.
- Gomes, P.O., Severino, M.C.G., Gomes, B.S. 1993. Projeto LEPLAC: Interpretação Integrada dos Dados Geofísicos do Prospecto LEPLAC-IV – Margem Continental Sul Brasileira. *In: SBGf, Cong. Int. Soc. Bras. Geof.*, 3, Rio de Janeiro, *Anais*, 2:1275-1280.
- Gomes, P.O., Gomes, B.S., Palma, J.J.C., Jinno, K., Souza, J.M. 2000. Ocean-continent transition and tectonic framework of the oceanic crust at the continental margin off NE Brazil: results of LEPLAC Project. *In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). Atlantic rifts and continental margins*, AGU Geophysical Monograph 115:261-291.
- Gonçalves, A., Oliveira, M.A.M., Motta, S.O. 1979. Geologia da plataforma continental sul brasileira. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, 22:157-174.
- Gonçalves, F.T.T., Bedregal, R.P., Coutinho, L.F.C., Mello, M.R. 2000. Petroleum system of the Camamu-Almada Basin: a quantitative modeling approach. *In: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.). Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir* 73:257-271.
- Gontijo, R.C., Santos, C.F. 1992. Compartimentação e alinhamentos estruturais transversais da Bacia de Cumuruxatiba (BA). *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo, *Anais*, 1:564.
- Gorini, M.A. 1993. A margem equatorial brasileira – uma visão geotectônica. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 3, Rio de Janeiro, *Anais*, 1355-1357.

- Guardado, L.R., Spadini, A.R. 1987. Evolução Depositional e Distribuição das Fácies do Macaé Inferior (Eomesozoico, Bacia de Campos). *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 1:237-240.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P., Luchesi, C.F. 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J. D., Santogrossi, P.A. (eds.). *Divergent/Passive Margin Basins*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 48:3-79.
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão, J.S.L., Mello, M.R. 2000. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.). *Petroleum systems of South Atlantic margins*, AAPG Memoir 73:317-324.
- Guerra, M.C.M., Szatmari, P., Conceição, J.C.J., Abdalla, E.T.C., Cobbold, P.R. 1992. Fluxo de sal na Bacia do Espírito Santo e seu relacionamento ao vulcanismo dos Abrolhos. Rel. Int. PETROBRAS – Cenpes, 27 p.
- Guimarães, P.P.D. et al. 1982. Modelagem gravimétrica na porção sul do Platô de São Paulo e suas implicações geológicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 4:1570-1575.
- Guimarães, P.T.M., Machado, E.R., Silva, S.R.P. 1989. Interpretação sísmo-estratigráfica em águas profundas na Bacia do Pará-Maranhão. In: Sintex, Seminário de Interpretação Exploratória, 1, PETROBRAS – Departamento de Exploração, Rio de Janeiro, *Anais*, 171-183.
- Harry, D.L., Sawyer, D.S. 1992. Basaltic volcanism, mantle plumes and the mechanics of rifting: the Paraná flood basalt province of South America. *Geology*, 20:207-210.
- Heilbron, M., Mohriak, W.U., Valeriano, C.M., Milani, E.J., Almeida, J., Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). *Atlantic rifts and continental margins*, AGU Geophysical Monograph, 115:1-32.
- Henry, S.G., Brumbaugh, W. 1995. Pré-Salt Rock Development on Brazil's Conjugate Margin: West African Examples. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 4, Rio de Janeiro, *Expanded Abstracts*, 1:68-70.
- Hinz, K. 1981. A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes: Wedges of Very Thick Oceanward Dipping Layers beneath Passive Continental Margins. *Geologisches Jahrbuch*, E(22):3-28.
- Jackson, M.P.A., Cramez, C., Fonck, J.M. 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 17:477-498.
- Jackson, M.P.A., Cramez, C., Mohriak, W.U. 1998. Salt tectonics provinces across the continental – oceanic boundary in the Lower Congo and Campos Basins on the South Atlantic Margins. AAPG International Conference and Exhibition, Rio Janeiro, Brazil, *Extended Abstract*, 40-41.
- Jenkyns, H.C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society of London*, 137:171-188.
- Jinno, K., Souza, J.M. 1999. Brazilian undersea features: A Gazetteer of geographical names. In: SBGf, *International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 6, Rio de Janeiro, 1 CD ROM.
- Johann, P. 1999. Reservoir Geophysics in Deep and Ultra-DeepWater Oil Fields Campos Basin. In: Brazil. 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf, *Anais*, 16699, p. 1-4.
- Karner, G.D., Driscoll, N.W. 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins: Insights from quantitative basin modelling. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (eds.). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*, Geological Society [London] Special Publication 153:11-40.
- Karner G.D. 2000. Rifts of the Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil: Distribution and Timing. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.). *Petroleum systems of Sout Atlantic margins*. AAPG Memoir 73:301-315.
- Koutsoukos, E.A.M. 1984. Evolução Paleocológica do Albiano ao Maestrichtiano na Área Noroeste da Bacia de Campos, Brasil, com base em Foraminíferos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2:685.
- Koutsoukos, E.A.M. 1987. A Área Noroeste da Bacia de Campos, Brasil, do Mesocretáceo ao Neocretáceo: Evolução Paleambiental e Paleogeográfica pelo Estudo de Foraminíferos. *Revista Brasileira de Geociências*, 17:168-172.
- Koutsoukos, E.A.M., Dias-Brito, D. 1987. Paleobatimetria da Margem Continental do Brasil durante o Albiano. *Revista Brasileira de Geociências*, 17:86-91.
- Kowsmann, R.O., Costa, M.P.A., Boa Hora, M.P., Guimarães, P.P. 1982. Geologia estrutural do Platô de São Paulo. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, BA, *Anais*, 4:1558-1569.
- Koyi, H.A. 2000. Towards dynamic restoration of geologic profiles: some lessons from analogue modelling. In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). *Atlantic rifts and continental margins*, AGU Geophysical Monograph 115:317-329.
- Kumar, N., Gamboa, L.A.P. 1979. Evolution of the São Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 90:281-293.
- Leyden, R. 1976. Salt distribution and crustal models for the eastern Brazilian margin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48:159-168.
- Lima, H.P., Aranha, L.G.F., Feijó, F.J. 1994. Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Gráben de Ilha Nova. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):111-116.
- Macedo, J.M. 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 3(3):159-173.
- Machado Jr., D.L. 2001. Transcorrência associada ao alinhamento de Guapiara. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Recife-PE, *Resumos*, 209-212.
- Magnavita, L.P., Cupertino, J.A. 1987. Concepção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 1:119-134.
- Magnavita, L.P., Cupertino, J.A. 1988. A new approach to the geologic configuration of the Lower Cretaceous Tucano and Jatobá basins, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(2):222-230.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P.Y., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J.C., King, G. 1998. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: into Afar. *Journal of Geophysical Research*, 103(B3):4947-4974.
- Marques, A. 1990. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(3):253-262.
- Mascle, J., Blarez, E. 1987. Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana continental margin. *Nature*, 326:376-81.
- Mascle, J., Lohmann, P., Clift, P. 1997. Development of a passive margin: Côte d'Ivoire-Ghana transform margin – ODP Leg 159 preliminary results. *GeolMarine Letters*, 17:4-11.
- Matos, R.M.D. 1989. Imagem Sísmica crustal na bacia Potiguar emersa. In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1, Rio de Janeiro, *Anais*, 223-227.
- Matos, R.M.D. 1992. The Northeastern Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11:766-791.
- Matos, R.M.D. 1993. Early Cretaceous rifting in Northeast Brazil: chronology, basin geometry and tectonics. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 3, Rio de Janeiro, *Anais*, 1261-265.
- Matos, R.M.D. 1999a. From oblique rifting to a transform margin: the opening of the Equatorial Atlantic. In: SBGf, *International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 6, Rio de Janeiro, 1 CD ROM.

- Matos, R.M.D. 1999b. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. *In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (eds.). The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, **153**:55-73.
- Matos, R.M.D. 2000. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. *In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). Atlantic rifts and continental margins*, AGU Geophysical Monograph **115**:331-354.
- Matos, R.M.D., Waick, R.N. 1998. A unique transform margin: the Equatorial Atlantic. *In: Mello, M. R., Yilmaz, P.O. (eds.). AAPG, International Conference and Exhibition, 1998, Rio Janeiro, Brazil, Extended Abstract, 798-799.*
- McKenzie, D. 1978. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**:25-32.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R., Mount, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bull.*, **85**(11):1903-1924.
- Meissner, R. 2000. The mosaic of terranes in Central Europe as seen by Deep Reflection Studies. *In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). Atlantic rifts and continental margins*, AGU Geophysical Monograph **115**:33-55.
- Mello, M.R., Gaglianone, P.C., Brassel, S.C., Maxwell, J.R. 1988. Geochemical and biological marker assessment of depositional environment using Brazilian "offshore" oils. *Marine and Petroleum Geology*, **5**:205-223.
- Mello, M.R., Mohriak, W.U., Koutsoukos, E.A.M., Bacocoli, G. 1994. Selected Petroleum Systems in Brazil. *In: Magoon, L.B., Dow, W.G. (eds.). The Petroleum System – from Source to Trap*, AAPG Memoir **60**:499-512.
- Mello, M.R., Mosmann, R., Silva, S.R.P., Maciel, R.R., Miranda, F.P. 2001. Foz do Amazonas area: The last frontier for elephant hydrocarbon accumulations in the South Atlantic realm, *In: Downey, M.W., Threet, J.C., Morgan, W.A. (eds.). Petroleum provinces of the twenty-first century*, AAPG Memoir **74**:403-414.
- Mello, S.L.M., Costa, M.P.A., Miranda, C.A., Boa Hora, M.P. 1988. Modelagem gravimétrica do limite crosta oceânica/continental na região do Platô de Pernambuco. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, PA, *Anais*, p. 138.
- Mello, S.L.M., Costa, M.P.A., Dias, M.S. 1993. Mapeamento geofísico do fundo oceânico no largo da plataforma continental Alagoas/Pernambuco – NE Brasil. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 3, Rio de Janeiro, *Anais*, 1272-1274.
- Mello, S.L.M., Palma, J.J.C. 2001. The South Atlantic Ridge Segmentation between the Ascension and Bode Verde Fracture Zones. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 7, Salvador, *Anais*, 1612-1615.
- Melo, M.S., Riccomini, C., Hasui, Y., Almeida, F.F.M., Coimbra, A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**(3):193-201.
- Milani, E.J. 1991. Anomalias gravimétricas em bacias do tipo rift: exemplos brasileiros. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 2, Salvador, *Anais*, 172-176.
- Milani, E.J. 1987. *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. PETROBRAS/CENPES, Cência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, v. 18, 61 p.
- Milani, E.J. 1989. Falhamentos transversais em bacias distensionais. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **3**(1/2):29-41.
- Milani, E.J., Davison, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Reconcavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil. *Tectonophysics*, **154**:47-70.
- Milani, E.J., Lana, M.C., Sztamari, P. 1988. Mesozoic rift basins around the northeast Brazilian microplate (Reconcavo-Tucano-Jatoba, Sergipe-Alagoas). *In: Manspeizer, W. (eds.). Triassic – Jurassic rifting, Part B*, Elsevier, New York, 833-858.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South America. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). Tectonic evolution of South America*, 31 International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, 389-449.
- Milani, E.J., Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**(3):199-205.
- Mizusaki, A.M.P. 1989. A formação Macau na porção submersa da Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **3**(3):191-200.
- Mizusaki, A.M.P., Mohriak, W.U. 1992. Sequências vulcano-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo, SP, *Resumos Expandidos*, **2**:468-469.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A. Valença, J.G. 1988. Volcano-Sedimentary Sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:247-251.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A., Milani, E.J., Césero, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**(2):183-198.
- Mohriak, W.U. 1989. Métodos e ferramentas para caracterização de estruturas profundas e processos formadores de bacias sedimentares. *In: PETROBRAS, Seminário de Interpretação Exploratória*, 1, Rio de Janeiro, *Anais*, 327-337.
- Mohriak, W.U. 1995a. Salt tectonics structural styles: contrasts and similarities between the South Atlantic and the Gulf of Mexico. *In: Travis, C.J., Harrison, H., Hudec, M.R., Vendeville, B.C., Peel, F.J., Perkins, B.E. (eds.). Salt, Sediment and Hydrocarbons*, GCSSEPM Foundation 16th Annual Research Conference, Houston, Texas, 177-191.
- Mohriak, W.U. 1995b. Elusive salt tectonics in the deep-water region of the Sergipe-Alagoas basin: evidence from deep seismic reflection profiles. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 4, Rio de Janeiro, 51-54.
- Mohriak, W.U. 2001. Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean: geophysical evidence in the Brazilian and West African margins. *In: SBGf, International Congress of The Brazilian Geophysical Society*, 7, Salvador-Bahia – Brazil, *Expanded Abstract*, p. 1594.
- Mohriak, W. U., Barros, A.Z. 1990. Novas Evidências de Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil: O Gráben de Barra de São João na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**:187-196.
- Mohriak, W.U., Latgé, M.A.L. 1991. Deep Seismic Survey of Brazilian Passive Margin Basins: The Southeastern Region. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 2, Salvador-BA, *Resumos Expandidos*, **11**:621-626.
- Mohriak, W.U., Nascimento, M.M. 2000. Deep-water salt tectonics in the South Atlantic sedimentary basins. *In: International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro-RJ, *Abstract, Special Symposium – Salt Tectonics – CD-ROM*.
- Mohriak, W.U., Sztamari, P. 2001. Salt tectonics and sedimentation along Atlantic margins: insights from seismic interpretation and physical models. *In: Koyi, H.A., Mancktelow, N.S. (eds.). Tectonic Modeling: A volume in Honor of Hans Ramberg*. Geological Society of America, Colorado Memoir **193**:131-151.
- Mohriak, W.E., Mello, M.R., Dewey, J.F., Maxwell, J.R. 1990a. Petroleum Geology of the Campos Basin, offshore Brazil. *In: Brooks, J. (eds.). Classic Petroleum Provinces*, Geological Society Special Publication **50**:119-141.
- Mohriak, W.U., Hobbs, R., Dewey, J.F. 1990b. Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **7**(2):94-122.

- Mohriak, W.U., Barros, A.Z., Fujita, A. 1990c. Magmatismo e Tectonismo Cenozóicos na Região de Cabo Frio, RJ. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Natal, *Anais*, 6:2873-2885.
- Mohriak, W.U., Barros, M.C., Rabelo, J.H.L., Matos, R.D. 1993. Deep seismic survey of Brazilian Passive Basins: the northern and northeastern regions. *In*: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 3, Rio de Janeiro, RJ, *Anais*, 2:1134-1139.
- Mohriak, W.U., Rabelo, J.H.L., Matos, R.D., Barros, M.C. 1995a. Deep Seismic Reflection Profiling of Sedimentary Basins offshore Brazil: Geological Objectives and Preliminary Results in the Sergipe Basin. *Journal of Geodynamics*, 20:515-539.
- Mohriak, W.U., Macedo, J.M., Castellani, R.T., Rangel, H.D., Barros, A.Z.N., Latgé, M.A.L., Ricci, J.A., Misuzaki, A.M.P., Szatmari, P., Demercian, L.S., Rizzo, J.G., Aires, J.R. 1995b. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. *In*: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (eds.). *Salt tectonics: a global perspective*, AAPG Memoir 65:273-304.
- Mohriak, W.U., Palagi, P.R., Mello, M.R. 1998a. Tectonic evolution of South Atlantic salt basins. AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, *Abstract volume*, 424-425.
- Mohriak, W.U., Bassetto, M. Vieira, I.S. 1998b. Crustal Architecture and Tectonic Evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe Basins, Offshore Northeastern Brazil. *Tectonophysics*, 288:199-220.
- Mohriak, W.U., Jackson, M.P.A., Cramez, C. 1999. Salt tectonics provinces across the continental-oceanic boundary in the Brazilian and West African margins. *In*: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6, Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.
- Mohriak, W.U., Mello, M.R., Bassetto, M., Vieira, I.S., Koutsoukos, E.A.M. 2000. Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil. *In*: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.). *Petroleum systems of South Atlantic margins*, AAPG Memoir 73:273-300.
- Müller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G. 1997. Digital isochrons of the world 's ocean floor. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2):3211-3214.
- Munis, M.B. 1997. Integração dos dados magnetométricos das bacias de Campos e Santos. *In*: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5, São Paulo, *Anais*, 41-42.
- Mutter, J.C. 1985. Seaward Dipping Reflectors and the Continent-Ocean Boundary at Passive Continental Margins, *Tectonophysics*, 114:117-131.
- Mutter, J.C., Talwani, M., Stoffa, P.L. 1982. Origin of Seaward-Dipping Reflectors in Oceanic Crust off the Norwegian Margin by "Subaerial Sea-Floor Spreading": *Geology*, 10:353-357.
- Netto, A.S.T., Filho, J.R.W., Feijó, F.J. 1994. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):173-184.
- Ojeda, H.A.O. 1982. Structural Framework, Stratigraphy, and Evolution of Brazilian Marginal Basins. *AAPG Bulletin*, 66:732-749.
- Palma, J.J.C. 1984. Fisiografia da área oceânica. *In*: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (eds.). *Geologia do Brasil*, MME/DPNPM, Brasília, 429:440.
- Parsons, M., MacQueen, J., Undli, T.H., Berstad, S., Horstad, I. 2001. A tale of three methods: volcanics in the Abrolhos Bank, Brazil. *In*: Society of Exploration Geophysicists, International Congress of the SEG, 2001. *Abstract volume*, 1 CD-ROM.
- Peraro, A.A. 1995. Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. *In*: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 4, Rio de Janeiro, *Anais*, 1-3.
- Pereira, M.J., Feijó, F.J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):219-234.
- Pereira, M.J., Macedo, J.M. 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 4(1):3-11.
- Pereira, M.J., Trindade, L.A.F., Gaglianone, P.C. 1984. Origem e evolução das acumulações de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 10:4763-4777.
- Pereira, M.J., Barbosa, C.M., Agra, J., Gomes, J.B., Aranha, L.G.F., Saito, M., Ramos, M.A., Carvalho, M.D., Stamato, M., Bagni, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 1:65-79.
- Peres, W.E. 1993. Shelf-Fed Turbidite System Model and its Application to the Oligocene Deposits of the Campos Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 77:81-101.
- Pessoa, J., Martins, C.C., Heinerici, J., Jahner, R.J., França, A.B., Trindade, L.A., Francisco, C. 1999. Petroleum system and seismic expression in the Campos Basin. *In*: SBGf, International Geophysical Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6, Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.
- Ponte, F.C., Asmus, H.E. 1978. Geological Framework of the Brazilian Continental Margin. *Geologische Rundschau*, 67:201-235.
- Ponte, F.C., Fonseca, J.R., Morales, R.E. 1977. Petroleum geology of the eastern Brazilian Continental Margin. *AAPG Bulletin*, 61:1470-1482.
- Ponte, F.C., Fonseca, J.R., Carozzi, A.V. 1980. Petroleum Habitats in the Mesozoic-Cenozoic of the Continental Margin of Brazil. *In*: Miall, D.A. (ed.). *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6:857-886.
- Pontes, C.E.S., Castro, F.C.C., Rodrigues, J.J.G., Alves, R.R.P., Castellani, R.T., Santos, S.F., Monis, M.B. 1991. Reconhecimento Tectônico e Estratigráfico da Bacia Sergipe-Alagoas em Águas Profundas. *In*: SBGf, Congresso Brasileiro de Geofísica, 2, Salvador, BA, *Boletim de Resumos Expandidos*, 11:638-643.
- Rabinowitz, P.D., LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84(B11):5973-6002.
- RADAMBRASIL. 1983. *Projeto Radambrasil – Folhas SC-23/24, Rio de Janeiro/Vitória*. MME/SG, Rio de Janeiro, 32:27-304.
- Rangel, H.D., Martins, F.A.L., Esteves, F.R., Feijó, F.J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):203-218.
- Rangel, H.D., Santos, P.R., Quintães, C.M.S.P. 1998. Roncador Field, a New Giant in Campos Basin, Brazil. *Offshore Technology Conference, OTC 8876*, Houston, 579-587.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M., Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258:975-979.
- Ricci, J.A., Becker, M.R. 1991. Análise sísmo-estratigráfica no Terciário da Bacia de Campos. *In*: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2, Salvador, *Anais*, 11:615-620.
- Riccomini, C., Francisco, B.H.R. 1992. Idade Potássio-Argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SP, *Anais*, 2:469-470.
- Rosa, A.L.R. 1987. *The Albacora Field: a case history of seismic amplitude mapping*. Annual International SEG meeting, New Orleans, p. 499-501.
- Rosendahl, B.R. 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Ann. Review Earth Planetary Sciences*, 15:445-503.
- Rabinowitz, P.D., LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of its Continental Margins. *Journal of Geophysical Research*, 84:5973-6002.
- Rangel, H. D., Martins, F.A.L., Esteves, F.R., Feijó, F.J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8:203-218.
- Ricci, J.A., Becker, M.R.. 1991. Análise sísmo-estratigráfica no Terciário da Bacia de Campos. *In*: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2, Salvador, 11:615-620.

- Rodarte, J.B.M. 2001. Determinação do Limite Crustal na Margem Centro-Leste Brasileira Integração de um Novo Método com Modelagens Crustais e Mapeamento Sísmico. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7, Salvador, Anais, 990-993.*
- Russo, L.R. 1999. Leplac: isópacas de sedimentos e profundidade do embasamento na margem continental brasileira. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6, Rio de Janeiro, 1 CD.*
- Sad, A.R.E., Silveira, D.P., Machado, M.A.P. 1997. Hidratos de gás marinhos: a mega-ocorrência da Bacia de Pelotas/Brasil. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 5, São Paulo, Expanded Abstracts, 1:71-74.*
- Sad, A.R.E., Silveira, D.P., Silva, S.R.P., Maciel, R., Machado, M.A. 1998. Marine gas hydrates along the Brazilian margin. AAPG International Conference and Exhibition, Rio Janeiro, Brazil, *Extended Abstract, 146-147.*
- Sadowski, G.R., Dias Neto, C.M. 1981. O lineamento sismo-tectônico do Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências, 11(4):209-212.*
- Sandwell, D., Smith, W. 1997. Marine gravity anomaly from GEOSAT and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research, 102:10.039-10.054.*
- Santos, C.F., Gontijo, R.C., Araújo, M.B., Feijó, F.J. 1994. Bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha. *Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, 8(1):185-190.*
- Santos, C.F., Braga, J.A.E. 1990. O "estado da arte" da Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da PETROBRAS, 4(1):35-43.*
- Santos, C.F., Cupertino, J., Braga, J.A.E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.). Origem e evolução de bacias sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro, 235-266.*
- Severino, M.C.G., Gomes, B.S. 1991. Projeto Leplac: Interpretação preliminar dos dados sísmicos e gravimétricos do Prospecto LEPLAC-1. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2, Salvador, BA, Resumos Expandidos, II:597-602.*
- Sichel, S.E., Maia, M., Esperança, S. Hekinian, R., Juteau, T., Carneiro, L.M., Alves, E.C. 2000. Synthesis on the Tectonics and Geochemistry of the St. Paul Transform Fault, Equatorial Atlantic. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7, Salvador, Anais, 1608-1611.*
- Silva, S.R.P., Rodarte, J.B.M. 1989. Bacias da Foz do Amazonas e Pará-Maranhão (águas profundas): uma análise sismo-estratigráfica, tectono-sedimentar e térmica. *In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica Anais, 1, Rio de Janeiro, 2:843-852.*
- Silva, S.R.P., Maciel, R.R. 1998. Foz do Amazonas Basin hydrocarbon system. AAPG International Conference and Exhibition, Rio Janeiro, Brazil, *Extended Abstract, 480-481.*
- Silva, S.R.P., Maciel, R.R., Severino, M.C.G. 1999. Cenozoic tectonics of Amazon Mouth Basin. *Geo-Marine Letters, 18:256-262.*
- Silveira, D.P. 1993. Leplac Equatorial: interessantes estruturas geológicas interpretadas em linha sísmicas do Leplac Equatorial. *In: SBGf, Congresso Brasileiro da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Rio de Janeiro, Anais, 1231-1234.*
- Sobreira, J.F.F. 1996. Complexo Vulcânico de Abrolhos – proposta de modelo tectono-magmático. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Simpósios, 387-391.*
- Sobreira, J.F.F. 1997. Estruturas híbridas tipo gaivota/sinclinal periférico relacionadas a diques ígneos, na Bacia do Espírito Santo. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirinópolis-GO, Anais, 156-158.*
- Sobreira, J.F.F. 1999. Evidences of neotectonic activity in the Espírito Santo Basin and adjoining areas offshore. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, Anais, 33-36.*
- Souza, K. G., Fontana, R.L., Mascle, J., Macedo, J.M., Mohriak, W.U., Hinz, K. 1993. The southern Brazilian margin: an example of a South Atlantic volcanic margin. *In: SBGf, Cong. Int. Soc. Bras. Geof., 3, Rio de Janeiro, RJ. Anais, 2:1336-1341.*
- Souza Cruz, C.E. 1998. South Atlantic paleoceanographic events recorded in the Neogene deep water section of the Campos Basin, Brazil. *In: Mello, M.R., Yilmaz, P.O. (eds.). AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro – Brazil, Extended Abstracts Volume, p. 690.*
- Souza Cruz, C.E. 2001. Sequence stratigraphy, facies analysis and paleoceanographic events of the Neogene deep-water section in the Campos Basin, offshore Brazil. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7, Salvador, Anais, 49-51.*
- Souza Cruz, C.E., Appi, C.J. 1999. Distribution Pattern and Sedimentation of the Neogene Deep Water Section in the Campos Basin, Offshore Brazil. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6, Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.*
- Szatmari, P. 2000. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. *In: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.). Petroleum systems of South Atlantic margins, AAPG Memoir 73:69-75.*
- Szatmari, P., Demercian, L.S. 1993. Tectônica de sal na margem sudeste brasileira. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Anais, 1347-1351.*
- Szatmari, P., Mohriak, W.U. 1995. Plate model of postbreakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, RS, Resumos Expandidos, 213-214.*
- Szatmari, P., Milani, E.J. 1999. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: analogies with the Sinai microplate. *Geology, 27(12):1115-1118.*
- Szatmari, P., Conceição, J.C.J., Lana, M.C., Milani, E.J., Lobo, A.P. 1984. Mecanismo tectônico do rifteamento Sul-Atlântico. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 1589-1601.*
- Szatmari, P., Milani, E.J., Lana, M.C., Conceição, J., Lobo, A.P. 1985. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. *Oil and Gas Journal, 14:107-113.*
- Szatmari, P., Françolin, J.B.L., Zanotto, O., Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências, 17(2):180-188.*
- Szatmari, P., Guerra, M.C.M., Pequeno, M.A. 1996. Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic, Santos Basin, Brazil. *In: Alsop, G.I., Blundell, D.J., Davison, I. (eds.). Salt Tectonics: Geological Society of London, Special Publication 100:259-264.*
- Szatmari, P., Conceição, J.C.J., Destro, N., Smith, P.E., Evensen, N.M., York, D., 2000. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar-Ar dating in SE Brazil. *In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Abstract Volume, CD-ROM.*
- Talwani, M., Abreu, V. 2000. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast margin and conjugate South Atlantic margins. *In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). Atlantic rifts and continental margins, AGU Geophysical Monograph 115: 211-233.*
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40 Ar- 39 Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters, 121:333-348.*
- Turner, S.P., Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Stewart, K., Peate, D.W., Mantovani, M.S.M. 1996. Mantle plumes, flood basalts and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Paraná. *Journal of Geophysical Research, 101:1503-1518.*
- Uesugui, N. 1987. Posição estratigráfica dos evaporitos da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências, 17(2):131-134.*

- Ussami, N., Karner, G.D., Bott, M.H.P. 1986. Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system. *Nature*, **322**:629-632.
- Van der Ven, P.H., Cunha, C.G.R., Biassussi, A.S. 1998. Structural Styles in the Espírito Santo–Mucuri Basin, Southeastern Brazil. *In*: AAPG, International Conference and Exhibition, *Extended Abstracts*, 374-375.
- Vieira, R.A.B., Mendes, M.P., Viera, P.E., Costa, L.A.R., Tagliari, C.V., Bacelar, L.A.P., Feijó, F.J. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, **8**(1):191-202.
- Wanderley Filho, J.R., Graddi, J.C.S.V. 1995. Estilos estruturais da Bacia de Jacuipe. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, RS, *Anais*, 325-326.
- White, R.S., McKenzie, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94**:7685-7729.
- Williams, B.G., Hubbard, R.J. 1984. Seismic stratigraphic framework and depositional sequences in the Santos Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **1**:90-104.
- Zalán, P.V. 1999. Seismic expression and internal order of gravitational fold-and-thrust belts in Brazilian deep waters. *In*: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6, Rio de Janeiro, *Abstract volume*, SBGf, 4 p.
- Zalán, P.V. 2001. Growth Folding in Gravitational Fold-and-Thrust Belts in the Deep Waters of the Equatorial Atlantic, Northeastern Brazil. *In*: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7, Salvador, *Anais*, 998-1001.
- Zalán, P.V., Warme, J.E. 1985. *Tectonics and sedimentation of the Piauí–Camocim sub-basin, Ceará Basin, Offshore Northeastern Brazil*. Boletim Ciência–Técnica–Petróleo, PETROBRAS, Seção Exploração de Petróleo, n. 17, PETROBRAS, Rio de Janeiro, 71 p.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R., Marques, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In*: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.S., Eidel, J.J. (eds.). Interior Cratonic Basins. *AAPG Memoir* **51**: 681-701.

Nota Biográfica dos Autores



Webster Ueipass Mohriak, geólogo (USP/1977), PhD em geologia (Universidade de Oxford, Inglaterra/1988). Ingressou na PETROBRAS em 1980, tendo exercido diversas funções técnicas e gerenciais, sendo responsável pela coordenação de

vários projetos de análise de bacias. Exerceu diversas funções como representante técnico da PETROBRAS em projetos multiclientes com outras instituições. Participou de projetos de avaliação geológica de bacias internacionais, como colaborador da Braspetro. Desde 1989 atua como docente em cursos internos da Universidade Corporativa da PETROBRAS e em convênios com outras instituições e universidades do Brasil e do exterior. Seus interesses principais incluem geologia do petróleo, tectônica de sal e estruturas profundas em bacias sedimentares. *E-mail*: webmohr@petrobras.com.br

Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central

Geotectonics of the Guyana and Central Brazilian Shields

João Orestes Schneider Santos

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Summary

The Amazon Craton in Brazil is limited to the East (Baixo Araguaia Groups), South and Southeast (Alto Paraguai, Cuiabá and Corumbá Groups) by rocks generated during the Brasiliano Orogenic Cycle. There is a 500-450 m.y. hiatus between the generation of the youngest known Precambrian rocks in the craton (post-Sunsás granites and basalts; 980–950 Ma) and the Cambrian Piranhas mafic magmatism (507 Ma). The craton is covered by several Phanerozoic basins to the Northeast (Maranhão), South (Xingu and Alto Tapajós), Southwest (Parecis), West (Solimões), North (Takutu) and in its center (Amazonas). The Amazon Craton has been sub-divided into provinces according to geochronological and geophysical-structural models. Amaral (1974) first divided the craton into three geochronological provinces (viz.: Eastern, Central and Western Amazon Provinces) a model that was refined by many authors such as Cordani et al. (1979), Teixeira et al. (1989) and Tassinari et al. (1997). The model adopted herein was first presented by Santos (1999) and Santos et al. (2000), who reinterpreted the previously defined Amazon Craton Provinces based on U-Pb and Sm-Nd data in the context of information contained on several regional maps produced by CPRM, the Geological Survey of Brazil.

Seven geological provinces of distinctive ages, evolution, and structural patterns are discussed herein, namely: (i) Carajás, with two domains – Rio Maria (Mesoarchean) and Carajás (Neoarchean); (ii) Central Amazônia (Archean-Paleoproterozoic), with the Iriri-Xingu and Curuá-Mapuera domains; (iii) Trans-Amazonian (Rhyacian), with the Amapá and Bacajá domains; (iv) Tapajós-Parima (Orosirian), with the Peixoto de Azevedo, Tapajós, Uaimiri and Parima domains; (v) Rondônia-Juruena (Statherian), with the Jamari, Juruena and Jauru domains; (vi) Rio Negro (Statherian), with the Rio Negro and Imeri domains; and (vii) Sunsás (Meso-Neoproterozoic), with the Santa Helena and Nova Brasilândia domains. Despite the scarcity of U-Pb and Sm-Nd data over large areas it is possible to state that each of the Provinces was generated by a succession of orogenies. Some of the Provinces, such as the Trans-Amazonian (2.26–2.01 Ga) and Tapajós-Parima (2.03–1.87 Ga) Provinces, are composed by four distinctive orogenies; while the Sunsás Province (1.45–1.10 Ga) was generated by three orogenies (Santa Helena, Candeias and Nova Brasilândia).

The Rio Maria Domain is Mesoarchean in age, composed by granitoid-greenstone rocks with ages between 3.05 and 2.85 Ga. The Carajás Domain encloses some Mesoarchean rocks, such as the Pium

and Xingu complexes (about ca. 2.86 Ga), but it is volumetrically dominated by Neoproterozoic granitoids and volcano-sedimentary rocks formed during 2.76–2.55 Ga. Post-Trans-Amazonian granites are intrusive into both the Carajás and Rio Maria Domains forming dozens of rapakivi-like anorogenic plutons (Dall'Agnol et al. 1999). These sienogranites, monzogranites and orthoclase granites were generated at the end of the Orosirian period and are similar in nature and age to the intrusion swarm that occurs further to the West, in the Central Amazon Province (Maloquinha Intrusive Suite).

The Central Amazon Province is an Archean nucleus (Tassinari et al. 1996; Santos et al. 2000) onto which several younger Proterozoic mobile belts were accreted. The main distinction between the models adopted by such authors for the Amazon Craton is that Santos et al. (2000) separate the Carajás region from the Central Amazon Province (Fig. IV.3) whilst Tassinari (1996) considers both to be part of only one province. The Central Amazon Province comprises of a poorly known basement (usually only photointerpreted as basement) and an association of (a) felsic to intermediate volcanic rocks (Irirí, Surumu, Burro-Burro, Caicara and Iricoumé groups/formations); (b) A-type granites (Intrusivas Maloquinha, Mapuera and Saracura intrusive suites); (c) platform sedimentary cover dominated by fluvial braided deposits (Triunfo, Novo Progresso and Gorotire formations), which are compared to the Roraima, Urupí and Buiúçu sedimentary covers; and (d) Tholeiitic sills and dikes (Figueira Branca and Guadalupe, supposedly equivalent to the Avanavero-type intrusions).

The Trans-Amazonian Province (Santos et al. 2000) comprises mostly granitoid-greenstone terrains generated in Northern South America during the Paleoproterozoic (Trans-Amazonian Orogenic Cycle; 2.01–2.26 Ga). The orogenic belt extends from the São Luís–Gurupí region (PA–MA) to the Guri fault in Eastern Venezuela, cross-cutting Amapá, French Guiana, Suriname and Guyana. In Brazil this province is limited to the Amapá state and the Paleoproterozoic erosional windows of Gurupí and São Luís (“São Luís Nanocraton”). Recent data from Macambira et al. (2001) and from this work indicate that the Northern Carajás region in Eastern Pará State (Bacajá, BR230, Novo Repartimento, Brasil Novo) is mostly composed by post-Archean rocks. The Trans-Amazonian Province is characterized by five main lithostratigraphic units viz.: (a) The Guianense Complex, which is mostly unknown; (b) high-grade rocks with marked Archean inheritance; (c) supracrustal rocks such as the Vila Nova and Ipitinga groups, the greenstone component of the granitoid-greenstone terrain; (d) Trans-Amazonian granitoids with several chemical and petrotextural characteristics formed between 2206 e 2060 Ma and representing several evolutionary phases of the Trans-Amazonian orogen; (e) post-Trans-Amazonian granites generated in intraplate environment at the end of the Paleoproterozoic (1800–1700 Ma).

The Tapajós–Parima orogenic belt (Lima, 1998) was accreted to the Central Amazon Province in the Orosirian (2.10–1.87 Ga). It is bordered to the West by Paleoproterozoic provinces formed during 1.85–1.70 Ga (Rio Negro and Rondônia–Juruena Provinces). Structural, geochronologic, and metallogenic common features suggest the orogenic belt to extend to the Southeast (Peixoto de Azevedo, Mato Grosso State), and to Northwest (Uaimiri region and Parima mountains, Roraima State). The belt is 1900 km long and 180 to 280 km wide. It is composed by four domains, which are discontinued by the Amazon, Cachimbo and Rio Branco sedimentary basins, and by the K’Mudku shear belt.

The Rio Negro Province (Fig. IV.3) comprises Northwestern Brazil, Southeastern Venezuela and Southeastern Colômbia. The Rio Negro Province is divided into four domains, two of which in Brazil: the Alto Rio Negro Domain to the Northwest (dog’s head region) and the Imeri Domain to the East. In Venezuela it is represented by the Ventuari Domain (Southern Amazonas Territory) and in Colombia by the Guainia Domain. The Eastern domains (Imeri and Ventuari) are affected to a greater extent by the NE-SW K’Mudku shear zones (1.33 Ga), while in the Alto Rio Negro and Guainia domains the pre-K’Mudku structures are more preserved. The Rio Negro Province is composed chiefly by four groups of rocks: (i) basement formed at the end of the Paleoproterozoic (Statherian) and composed mostly by TTG association of rocks, the Cauaburi Complex (ca. 1.80 Ga); (ii) potassic granitoids forming a continental magmatic arch (Marauíá Suite, ca. 1.70 Ga); (iii) several post-tectonic Mesoproterozoic Calymnian granite suites (Igarapé Reilau, Rio Içana, Marauíá, Uaupés, Tiquié and Marié-Mirim, 1.51–1.54 Ga); and (iv) thick folded quartzitic sequences, metamorphosed or not (Tunuí, Neblina, Daraã and Aracá formations, 1.70–1.33 Ga).

The Rondônia and Juruena regions of Southwest Amazon Craton were formed in the same period of time (1.81–1.69 Ga) and display similar structural patterns (WNW–ESE to E–W), being considered by Santos et al. (2000) as part of the same Rondônia–Juruena Province. It is divided into two geographic domains: the Jamari and the Roosevelt–Juruena. The Jamari Domain extends from the Western border of the Serra Providência Batholith to the Northern and Northeastern Rondônia State. The Roosevelt–Juruena Domain is located to the East of the Serra Providência Batholith until the Teles Pires River in Northern Mato Grosso State. The main differences between the two domains are the high percentage of paragneisses in the Jamari Domain and the older ages of the Roosevelt–Juruena basement (1.81–1.74 Ga) when compared to the Jamari basement ages (1.76–1.65 Ga).

The western craton margin is the product of the long-lived Sunsás orogenic cycle. At least since 1.45–1.42 Ga the western margin of South America was affected by successive convergent collisions, which ended at about 1.10 Ga when the youngest S-type granites were generated. Several successive and superimposed magmatic arches were formed, converging to N50°E and N70°E. The

Sunsás collision was built over Juruena–Rondônia crust, composed mostly by the Jamari basement (1.78–1.74 Ga) and Serra da Providência post-tectonic granites (1.55 Ga). Several shear zones produced during the Sunsás collisions cut the Juruena–Rondônia Province. This fact explains hundreds of Rb-Sr “rejuvenated” ages determined in older rocks (any value between 1.78 and 1.10 Ga), which have no geological meaning.

The available data indicate at least three main orogenies in the Sunsás Cycle: Santa Helena orogeny (dominantly juvenile), Candeias orogeny (continental arch), and Nova Brasilândia orogeny (collisional). The ages of these three orogenies are comparable to most of the Grenvillian orogenies of North America. The stratigraphically younger units of the Amazon Craton (< 1100 Ma) are the post-Sunsás rocks. These are related to a estabilized environments viz.: (a) Santa Clara suite, tin-granites formed about 1080 Ma; (b) Rondônia suite, tin-granites (995 Ma); (c) Nova Floresta basalts and gabbros (980 Ma, K-Ar); (d) Teotônio alkaline pipes; and (e) sedimentary rocks deposited in a foreland basin (Prainha, Palmeiral, Pacaás–Novos and Huanchaca).

Introdução

O Cráton Amazonas representa uma das maiores e menos conhecidas áreas pré-cambrianas do mundo. É uma das principais unidades tectônicas da América do Sul (5.600.000 km²), separada da faixa orogênica andina por extensiva cobertura cenozóica (Llanos colombianos, Llanos venezuelanos, Chaco paraguaio-boliviano, etc.), a qual recobre tanto bacias paleozóicas como extensões do cráton e dificulta o estabelecimento de seus limites ocidentais. A extensão para oeste do cráton por sob a cobertura cenozóica é sugerida pela presença de fragmentos grenvillianos na Cordilheira Oriental, como Garzón e Santa Marta (Kroonenberg, 1982; Priem *et al.* 1989). É seguida a nomenclatura indicada por Santos *et al.* (2000), que emprega Cráton Amazonas em lugar de Cráton Amazônico ou Cráton Amazoniano. Usualmente, os nomes das macroentidades tectônicas são substantivos que representam feições geográficas notórias, não se aplicando para essa nomenclatura palavras adjetivadas (*vide*, por exemplo Rogers, 1996; Dalziel, 1991; Blake, 1993; Wingate, 1999; Santos *et al.* 2000; Hartmann *et al.* 2001). Os nomes dos crátons seguem essa sistemática, como, por exemplo, os seguintes crátons: Superior (de Lago Superior), Kapvaal, Wyoming, São Francisco, La Plata, Pilbara, Yilgarn, Congo, etc. (em lugar de Superiorano, Kaapvaliano, Sanfranciscano, Laplatense, Yilgariano, Congolano, etc.).

No Brasil o Cráton Amazonas (aproximadamente 4.400.000 km²) é limitado a leste (Grupo Baixo Araguaia), sul e sudeste (Grupos Alto Paraguai, Cuiabá e Corumbá) por rochas geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (930–540 Ma; Pimentel e Fuck, 1992). É em relação às rochas geradas durante esse ciclo orogênico que o conceito de cráton é aplicado, representando a área estabilizada em tempos pré-brasilianos (< 850 Ma?). As rochas mais jovens conhecidas no cráton (basaltos e granitos pós-Sunsás) têm idades entre 980–950 Ma, havendo um longo hiato (500–450 m.a.) desde o princípio do Neoproterozóico (Toniano) até o magmatismo máfico cambriano Piranhas (507 Ma).

O cráton é coberto por diversas bacias fanerozóicas a nordeste (Maranhão), sul (Xingu e Alto Tapajós), sudoeste (Parecis), oeste (Solimões), norte (Tacutu) e centro (Amazonas). O isolado bloco cratônico Gurupi (MA–PA), apesar de fazer parte do cráton, está descrito no âmbito da Província Parnaíba. Já o terreno Alto Tererê (MS), ainda pouco conhecido, e que neste trabalho está incluído na Província Tocantins, também pode fazer parte do Cráton Amazonas.

O cráton foi denominado de cráton (Almeida, 1978), escudo (Barbosa e Andrade Ramos, 1959) ou plataforma (Suszcinski, 1970; Ferreira, 1969; Amaral, 1974). Até a década de 1960, a parte norte (Escudo das Guianas) e a parte sul do cráton (Escudo Guaporé ou Brasil-Central) eram consideradas entidades com evolução geológica distinta e separadas por uma bacia **intercratônica** (Amazonas), as quais teriam sido aglutinadas até mesmo no Mesozóico (Guimarães, 1971). A presença de rochas do vulcano-plutonismo Uatumã a norte (região Uatumã–Trombetas), a sul (região Tapajós–Irirí), e por sob a Bacia do Amazonas (testemunhos de sondagem da Petrobras), conduziram a reclassificação dessa como uma bacia **intracratônica** e a revisão dos conceitos de cráton e escudo na Amazônia (Ramgrab e Santos, 1974).

As evidentes correlações entre a parte norte (Guianas) e parte sul (Guaporé, Brasil-Central) levaram Amaral (1974) a abandonar essa subdivisão, mostrando que a compartimentação do cráton se faz principalmente de leste para oeste e não de norte para sul. Esse autor subdividiu o cráton (ou plataforma) em três províncias geocronológicas: Amazônia Oriental, Amazônia Central e Amazônia Ocidental, com base em centenas de datações geocronológicas, notadamente pelo método K-Ar e secundariamente por Rb-Sr. Esse trabalho serviu de ponto de partida para os modelos geocronológicos que se seguiram.

Existem dois modelos principais para a subdivisão do Cráton Amazonas em províncias tectônicas ou geocronológicas: o modelo geocronológico e o modelo geofísico-estrutural. Esse último entende o cráton como um mosaico de doze blocos ou paleoplacas com idade arqueana (ou paleoproterozóica), os

quais têm características de terreno granitóide-*greenstone* (Hasui *et al.* 1984; Costa e Hasui, 1997). Nesse modelo, as margens dos blocos são marcadas por dezenove faixas colisionais ou de cisalhamento (“cinturões” de cisalhamento), também de idade arqueana a paleoproterozóica, as quais foram reativadas muitas vezes também no Fanerozóico. Esse modelo é com base em dados geofísicos (o mapa gravimétrico da América do Sul (Hasui *et al.* 1984) e o mapa magnético do Brasil) e em interpretações de informações estruturais (localização de possíveis zonas de cisalhamento regionais). Não emprega dados geocronológicos e considera apenas o processo colisional tipo himalaiano (crosta continental x crosta continental) durante a evolução do cráton. Os dados de campo e isotópicos disponíveis mostram que muitos dos doze blocos crustais são mais jovens que Arqueano-Paleoproterozóico (blocos Napo, Alto Orinoco, Juruena, Juruá, Parecis, etc.) e que o processo colisional é dominante apenas em duas províncias. Costa e Hasui (1997, figura 1, p. 23) indicam várias áreas constituídas por rochas granulíticas localizadas em zonas de cisalhamento, as quais delimitam os doze blocos principais. Essas rochas de fácies granulito, caso presentes, seriam importantes para identificar terrenos de alto grau relacionados ao processo colisional. Todavia, os mapeamentos sistemáticos feitos pela CPRM na década de 1990 sobre as possíveis faixas granulíticas, com a coleta de mais de 11.000 amostras de rochas (projetos Alto Rio Negro, Imeri, Tapajós, Nova Brasilândia, Roraima Central e Caracará) resultaram nas seguintes constatações:

- i) ausência de evidências de presença de rochas granulíticas: províncias Rio Negro e Tapajós-Parima; e
- ii) constatação de que as rochas portadoras de ortopiroxênio não são metamórficas, mas sim charnockitóides pós-tectônicas: províncias Rondônia-Juruena (região de Jaru) e Tapajós-Parima (região de Caracará).

Os limites dos blocos (faixas de cisalhamento apontadas por Costa e Hasui, 1997) em geral não são concordantes com a estruturação regional, como segue (Tab. IV.1):

Muitos dos cisalhamentos de Costa e Hasui (1997) são posteriores ao Paleoproterozóico e Arqueano, pois afetam províncias pós-paleoproterozóicas, como as faixas Acre, Guaporé, Abunã, Letícia, Noroeste do Amazonas. A partir desses fatos, constata-se que parte da estruturação interpretada dos mapas geofísicos regionais tem idade pós-paleoproterozóica e que outra parte raramente coincide com a estruturação regional do embasamento. O cenário de blocos altos e baixos detectado pela gravimetria possivelmente está refletindo muito mais uma estruturação fanerozóica do que proterozóica. Diversas estruturas proterozóicas foram reativadas durante o Fanerozóico, enquanto outras não são pré-cambrianas, tendo sido geradas no Fanerozóico. Exemplos dessas últimas* são os lineamentos Piranhas (NNE) de idade cambriana (507 Ma; Santos *et al.* 2002a) no Tapajós e Cassiporé (NNW) no Amapá, de idade Jurássica (201 Ma), ambos associados a vulcanismo fanerozóico.

O modelo de Amaral (1974) ou modelo geocronológico ou modelo da USP, foi adaptado e aperfeiçoado ao longo do tempo (Tab. IV.2 e Fig. IV.1), principalmente devido à disponibilização de novos dados pelo método Rb-Sr nas décadas de 1970 e 1980. Com base em centenas de novos dados Rb-Sr produzidos principalmente durante o Projeto Radar na Amazônia, Cordani *et al.* (1979) seguiram a proposta de Amaral (1974), fazendo algumas alterações nos nomes das províncias e introduzindo a Província Rondoniana, como segue:

- Amazônia Oriental para Maroni-Itacaiúnas (1800–2100 Ma)
- Amazônia Central (mantido o nome, como Amazoniana Central*) (>2100 Ma)
- Amazônia Ocidental subdividida em Rio Negro-Juruena (1700–1450 Ma) e “Rondoniana” (1400–1100 Ma). Observa-se que o nome Rondoniense é mais utilizado e preferível a Rondoniana.

Nesse modelo geocronológico, mais mobilístico, o cráton é entendido como originado a partir de um núcleo antigo, Amazônia Central (Arqueano ou Paleoproterozóico) em torno

Tabela IV.1 Lineamentos estruturais detectados por gravimetria¹ e mapeamento²
Table IV.1 Structural lineaments detected by gravimetry¹ and field mapping²

| FAIXA DE CISALHAMENTO | LIMITES DE BLOCOS (COSTA E HASUI, 1997) ¹ | TREND PRINCIPAL DO EMBASAMENTO ² |
|-----------------------|--|---|
| Paríma | N30°W | N45°W |
| Uaupés, Baixo Juruá | N20°W | N35°W |
| Rondônia | N75°E | N75°W |
| Jari | N40°W | N65°W |
| Central do Pará | N50°W | N70°W |
| Médio Tapajós | N45°W | N20°W |

* As palavras com sufixos *ian* e *ean* em inglês são traduzidas para sufixos *iano* ou *eano*, *iana* ou *eana*. Exemplos: Vendian = Vendiano; Grenvillian = Grenvilliano; Eburnean = Eburneano; etc. As melhores traduções para Amazonian e Trans-Azonian são Amazoniano e Transamazoniano.

do qual diversas faixas móveis foram acrescentadas durante o Proterozóico. Todavia, devido à baixa confiabilidade das idades Rb-Sr, muitas vezes correspondendo a valores em desacordo com o empilhamento estratigráfico regional (Santos, 1982), esse modelo não foi adotado pela CPRM nas décadas de 1970 e 1980.

Posteriormente, já contando com enorme acervo de dados Rb-Sr e K-Ar, correspondente a aproximadamente 2.500 amostras analisadas, Teixeira *et al.* (1989) fizeram algumas alterações no modelo anterior (Cordani *et al.* 1979), caracterizando apenas a Província Amazoniana* Central como uma província e interpretando as demais como faixas móveis. Até então a região de Carajás era considerada de idade paleoproterozóica (datações K-Ar e Rb-Sr) e incluída na faixa transamazônica Maroni-Itacaiúnas. Gibbs *et al.* (1986) demonstraram por meio de datações U-Pb em zircão que Carajás é um terreno mais antigo, arqueano, o que levou Teixeira *et al.* (1989) a desmembrá-lo da Província Maroni-Itacaiúnas e agregá-lo à Província Amazoniana* Central. Além disso, introduziram uma faixa móvel mais jovem no extremo sudoeste de Cráton Amazoniano, desmembrada da Faixa Móvel Rondoniana, chamada de Faixa Móvel Sunsás (1,20–0,90 Ga) e localizada na Bolívia. Também modificaram a configuração da Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas, introduzindo uma bifurcação que a conecta perpendicularmente com a região do Rio Negro no Amazonas (Tab. IV.2 e Fig. IV.1).

Tassinari *et al.* (1996), já utilizando também dados Sm-Nd, voltam a adotar a nomenclatura de províncias, modificando ligeiramente seus limites e intervalos de idades em relação ao modelo de Teixeira *et al.* (1989) (Tab. IV.2, Fig. IV.1). Posteriormente, Tassinari (1996) propõe uma nova província situada entre as províncias Rio Negro-Juruena, a oeste, e a Província Amazoniana Central, a leste. Essa nova província foi designada de Ventuari-Tapajós, com idade entre 1,90–1,80 Ga e interpretada como um arco magmático. Tassinari e Macambira (1999) mantêm a proposta de Tassinari (1996), apenas considerando as províncias Ventuari-Tapajós, Rondoniana-San Ignacio e Sunsás 50 milhões de anos mais antigas (Tab. IV.2).

Os modelos geocronológicos acima, apesar de já empregarem alguns dados Sm-Nd e U-Pb, ainda estão fortemente fundamentados em isócronas Rb-Sr. As limitações desse tipo de isócrona, que está em desuso há mais de 20 anos, são bem conhecidas (Dickin, 1995, p. 51-53) e são mais evidentes em terrenos polideformados, polimetamorfisados ou de alto grau metamórfico, quando o sistema Rb-Sr é parcial ou totalmente aberto. Outro exemplo de região inadequada para uso de Rb-Sr é a faixa K'Mudku que, com direção NE-SW, segue do Rio Negro até a Guiana. Nessa faixa, formada entre 1,96–1,56 Ga (idades obtidas por U-Pb), existem 140 datações Rb-Sr que marcam apenas o efeito total ou parcial de um evento compressivo posterior (1,33 Ga). O "rejuvenescimento"

parcial ou total das idades Rb-Sr ocorre em diversas regiões do Cráton Amazonas, mas está mais bem documentado na Província Tapajós-Parima. A Tab. IV.3 compara os resultados pelos métodos Rb-Sr e U-Pb nas mesmas amostras ou mesmas unidades estratigráficas, onde se observa que as "idades" Rb-Sr geralmente correspondem a valores mais jovens que as idades obtidas pelo método U-Pb, com diferenças que variam entre 50 e 250 Ma. As diferenças são mais marcantes no tocante às unidades mais antigas, os chamados "complexos" Xingu e Guianense, que apresentam idades isocrônicas Rb-Sr entre 1700 e 1800 Ma e idades U-Pb entre 1900–2020 Ma. Muitas vezes a geocronologia Rb-Sr era incompatível com o empilhamento estratigráfico regional, onde rochas sabidamente mais jovens acusavam idades Rb-Sr mais antigas que as encaixantes (Santos, 1982). Exemplos de enormes diferenças entre as idades Rb-Sr e U-Pb são encontrados nas supracrustais de Carajás, com idades supostamente transamazônicas** (2,00 Ga) por Rb-Sr e idades verdadeiras mais antigas que 2,60 Ga por U-Pb. Granitos tipo rapakivi, tipo Velho Guilherme, com idades Rb-Sr em torno de 1,50–1,60 Ga e com idades Pb-Pb de 1,88 Ga, são outro exemplo bem conhecido. Como todas unidades de embasamento no Cráton Amazonas apresentam idades U-Pb (onde disponíveis) pelo menos 100 Ma mais antigas que as antigas idades obtidas por isócronas Rb-Sr, fica patente a dificuldade em estabelecer uma compartimentação do cráton com base em dados Rb-Sr. Por esse fato, durante duas décadas vários autores abandonaram as informações isotópicas nas tentativas de compartimentar o Cráton Amazonas (Costa e Hasui, 1997; Santos, 1984; Schobbenhaus *et al.* 1984; Montalvão *et al.* 1975; Hasui *et al.* 1984).

Santos (1999) e Santos *et al.* (2000) reinterpreteram as províncias do Cráton Amazonas com base essencialmente em dados U-Pb e Sm-Nd e em diversos resultados de mapeamentos sistemáticos realizados pela CPRM (Tab. IV.4). As principais modificações em relação aos modelos anteriores são:

- criação da Província Carajás, como um desmembramento da Província Amazônia Central;
- eliminação da bifurcação com sentido NE-SW da Província Maroni-Itacaiúnas, agora designada de Província Transamazonas;
- redefinição da Província Tapajós-Parima (antiga Ventuari-Tapajós), com os terrenos da região Ventuari (Venezuela), mais jovens, fazendo parte da Província Rio Negro;
- subdivisão da Província Rio Negro-Juruena em províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena, esta passando a englobar a região oriental de Rondônia; e
- ampliação da Província Sunsás em território brasileiro englobando parte da antiga Província Rondoniana-San Ignacio.

** Notar que transamazônicas (idades, rochas) é adjetivo do substantivo Transamazonas (Província)

Tabela IV.2 Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do Cráton Amazonas
 Table IV.2 Evolution of main models interpreting the Amazon Craton subdivision

| Amaral (1974) | Cordani et al. (1979) | Teixeira et al. (1989) | Tassinari et al. (1996) | Tassinari (1996) | Tassinari e Macambira (1999) | Santos et al. (2000) | Esse trabalho |
|--------------------|--|---|---|--|--|---|--|
| Amazônia Oriental | Maroni-Itacaiúnas 2100-1800 Ma (com Carajás) | Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas (incluindo a faixa K'Mudku) 2250-1900 Ma | Maroni-Itacaiúnas (incluindo a faixa K'Mudku) 2200-1900 Ma | Maroni-Itacaiúnas 2200-1900 Ma (incluindo a faixa K'Mudku) | Maroni-Itacaiúnas 2200-1950 Ma (incluindo apenas parte da faixa K'Mudku) | Transamazônica 2250-2000 Ma (excluindo a faixa K'Mudku) | Transamazonas 2250-2000 Ma (excluindo a faixa K'Mudku) |
| | Amazônia Central* | Província Amazoniana Central* (incluindo Carajás) > 2500 Ma | Amazoniana* Central (incluindo Carajás) > 2200 Ma | Amazoniana* Central (incluindo Carajás) > 2300 Ma | Amazoniana* Central (incluindo Carajás) > 2300 Ma | Carajás 2530-3100 Ma | Carajás 2530-3100 Ma |
| Amazônia Ocidental | Rio Negro-Juruena 1700-1450 Ma | Faixa Móvel Rio Negro-Juruena 1750-1500 Ma | Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma | Tapajós-Ventuari 1900-1800 Ma | Tapajós-Ventuari 1950-1850 Ma | Tapajós-Parima 2100-1870 Ma | Tapajós-Parima 2100-1870 Ma |
| | Rondoniana 1400-1100 Ma | Faixa Móvel Rondoniana 1450-1250 Ma | Rondoniana-San Ignacio 1450-1300 Ma | Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma | Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma | Rio Negro 1860-1520 Ma | Rio Negro 1860-1520 Ma |
| | | Faixa Móvel Sunsás 1100-900 Ma | Sunsás 1250-1000 Ma | Sunsás 1250-1000 Ma | Sunsás 1300-1000 Ma | Sunsás 1330-990 Ma | Sunsás 1450-990 Ma |
| | | | | | | Rondônia-Juruena 1760-1470 Ma | Rondônia-Juruena 1810-1520 Ma |

*Amazoniana (português) é a tradução de Amazonian (inglês)

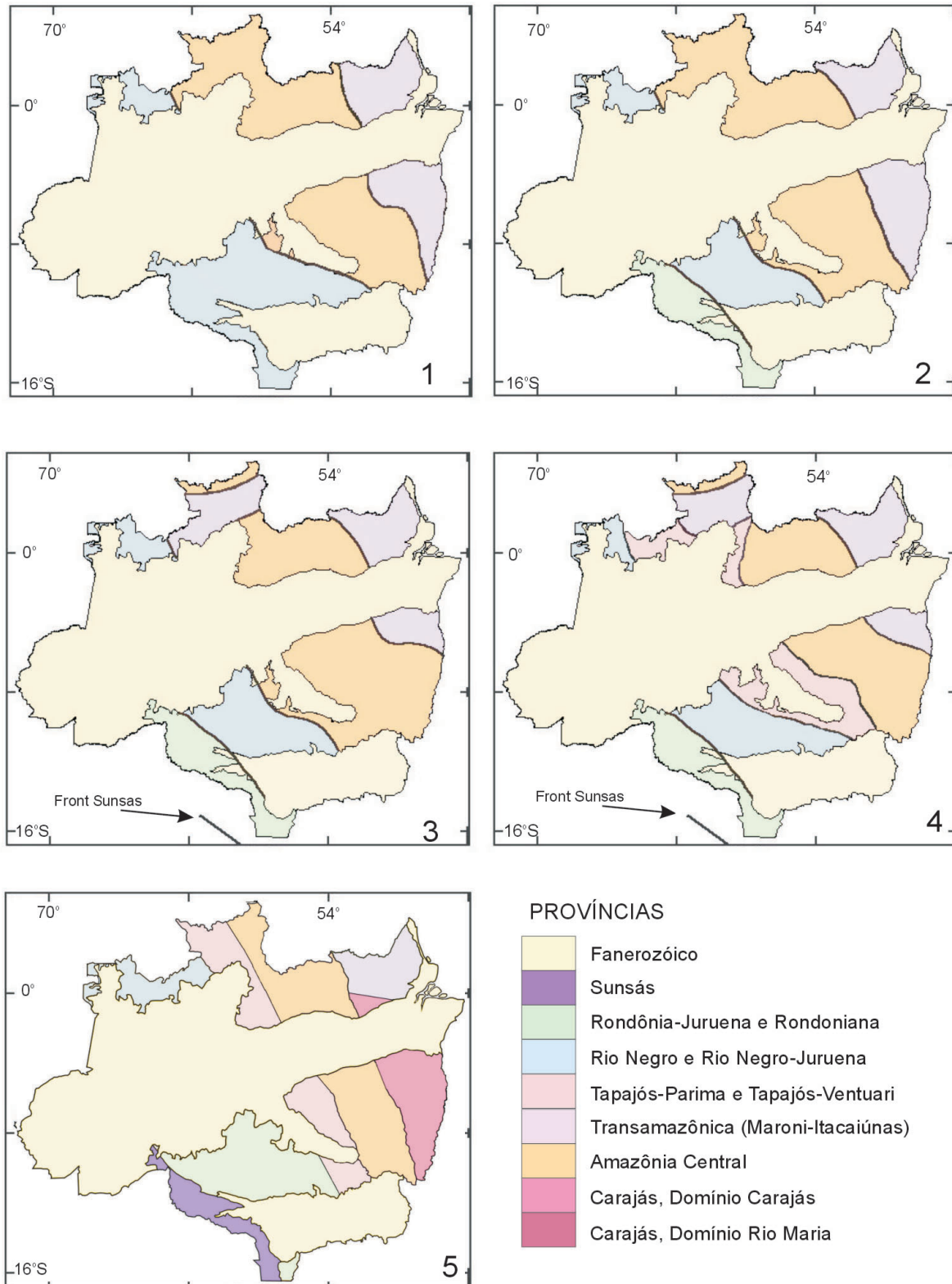


Figura IV.1 – Evolução dos modelos de compartimentação do Cráton Amazonas. Modelos: 1 – Amaral (1974); 2 – Cordani *et al.* (1979); 3 – Teixeira *et al.* (1989); 4 – Tassinari (1996); 5 – Santos *et al.* (2000)

Figure IV.1 – Evolution of models for interpretation of the Amazon Craton. Models: 1 – Amaral (1974); 2 – Cordani *et al.* (1979); 3 – Teixeira *et al.* (1989); 4 – Tassinari (1996); 5 – Santos *et al.* (2000)

Tabela IV.3 Comparação entre idades Rb-Sr e U-Pb em rochas da Província Tapajós-Parima
 Table IV.3 Comparison of Rb-Sr and U-Pb ages of rocks of the Tapajós-Parima Province

| UNIDADE ESTRATIGRÁFICA | IDADE Rb-Sr (Ma) | REF. | IDADE U-PB (Ma) | REF. | DIFERENÇA DE IDADE (Ma) |
|------------------------|------------------|------|-----------------|------|-------------------------|
| Surucucus | 1530-1440 | 2 | 1556-1549 | 6 | -19 a -116 |
| Teles Pires | 1576-1520 | 3 | 1773-1741 | 8 | -197 a -221 |
| Crepori | 1666-1722 (K-Ar) | 4 | 1787-1769 | 8 | -47 a -121 |
| Avanavero | 1898-1838 | 10 | 1790-1766 | 6 | +48 a +128 |
| Roraima | 1796-1698 | 5 | 1880-1870 | 6 | -74 a -182 |
| Maloquinha | 1700-1620 | 3 | 1879-1869 | 7 | -169 a -249 |
| Iriri | 1780-1730 | 3 | 1878-1862 | 9 | -82 a -148 |
| Parauari/Juruena | 1980-1900 | 3-1 | 1901-1890 | 7 | -1 a +90 |
| Cuiú-Cuiú | 1757-1843 | 3 | 2024-2003 | 7 | -160 a -267 |

Ref. 1 – Santos e Reis Neto (1982); 2 – Montalvão *et al.* (1975); 3 – Tassinari (1996); 4 – Bizzinela *et al.* (1981); 5 – Gaudette and Olzsewski (1985); 6 – Santos *et al.* (2002c); 7 – Santos *et al.* (1997a); 8 – Santos *et al.* (2002b); 9 – Santos *et al.* (2001); 10 – Basei e Teixeira (1975)

Tabela IV.4 Dados U-Pb e Sm-Nd para as Províncias do Cráton Amazonas (Santos *et al.* 2000)
 Table IV.4 U-Pb and Sm-Nd data of the Amazon Craton Provinces (Santos *et al.* 2000)

| PROVÍNCIA | TREND TECTÔNICO PRINCIPAL | PROCESSO DOMINANTE | ϵ_{Nd} | T_{DM} (Ga) | IDADES U-Pb |
|------------------|---------------------------|--------------------|------------------|-------------------------------------|-------------------|
| Sunsás | N 40° W | C | N.A. | N.A. | 1,46 – 0,97 |
| K'Mudku | N 60° E | C | N.A. | N.A. | 1,33-1,32 (Ar-Ar) |
| Juruena-Rondônia | N 70° W / E-W | A | - 2,70 / + 3,60 | 2,17 – 1,67 | 1,81 – 1,50 |
| Rio Negro | N-S / N 40° W | C | - 6,30 / + 2,50 | 1,90 – 2,18 | 1,84 – 1,51 |
| Amazônia Central | NNW | M | - 7,10 / - 12,38 | 2,44 – 2,85 | 1,88 – 1,76 |
| Tapajós-Parima | N 30° W | A | - 1,80 / + 2,10 | 2,02 – 2,38 | 2,03 – 1,87 |
| Transamazonas | N 50°-70° W | A | - 1,10 / + 2,50 | 2,11 – 2,29 3,06 – 3,10 (Cupixi) | 2,26 – 2,01 |
| Carajás | N 70° W | A | - 7,20 / + 3,80 | 3,10 – 2,51 | 3,02 – 2,55 |

OBS: C=colisional; A=acrecional; M=*underplating*

Muitas áreas do cráton ainda são carentes de informações geocronológicas consistentes e o atual *status* de entendimento do cráton e sua compartimentação em províncias deve ser entendido como transitório. Em algumas situações, os limites entre as províncias estão bem marcados por mudanças no padrão estrutural regional, como os limites entre Carajás (WNW) e Amazônia Central (NNW); Juruena (WNW) e Sunsás (N40°W); Transamazonas (Domínio Amapá, WNW) e Amazônia Central (NNW). Todavia, em muitas áreas os limites inferidos necessitam de ser aperfeiçoados com trabalhos de campo e geocronologia. A Fig. IV.2 mostra a distribuição de pontos com análises U-Pb e Sm-Nd, onde se percebe a falta de informação sobre grandes áreas, notadamente a Província Amazônia Central, em seus domínios Tumucumaque e Iriri-Xingu e as regiões de Amapá, oeste de Roraima e Aripuanã-Juruena. A CPRM está desenvolvendo amplo programa geocronológico na Amazônia, centrado em análises Sm-Nd e

U-Pb SHRIMP. Parte dos resultados desse programa, juntamente com trabalhos recentes principalmente da Universidade Federal do Pará, estão incorporados no presente texto, o que permitiu promover algumas alterações e aperfeiçoamentos no modelo de Santos *et al.* (2000). Os principais avanços ocorridos no período de 2000 a 2002, os quais estão registrados na Fig. IV.3, foram os seguintes:

- registro de terrenos transamazônicos (extensão da Província Transamazonas) na parte norte da Província Carajás, que teve sua área reduzida;
- presença de terrenos tipo TTG com idade arqueana na parte noroeste do Domínio Iriri-Xingu; e
- novo entendimento da Província Sunsás como o produto de um ciclo orogênico convergente de longa duração, composto de quatro orogêneses principais, com idades desde 1,45 até 1,00 Ga.

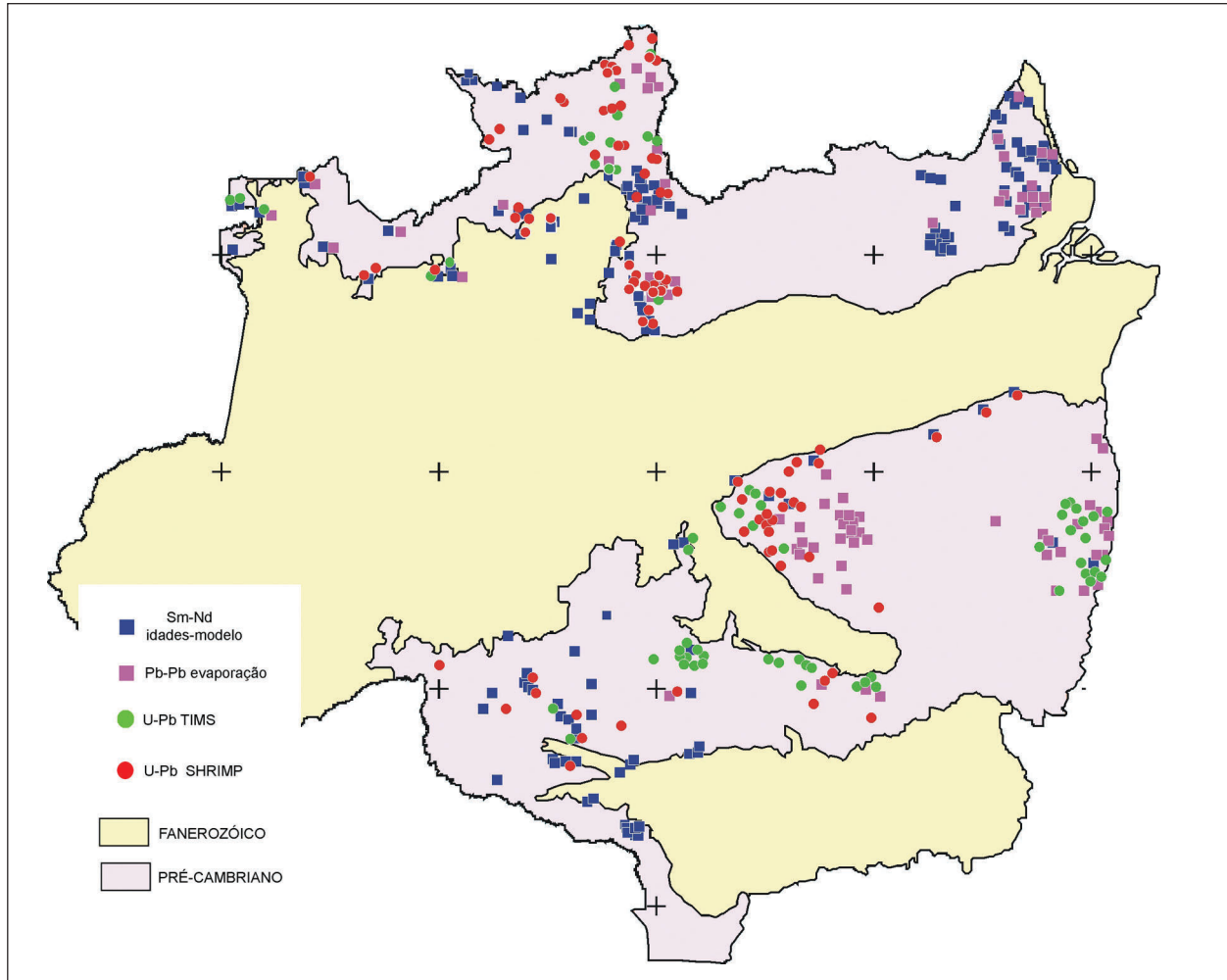


Figura IV.2 – Distribuição de pontos com análises geocronológicas (U-Pb, Pb-Pb por evaporação e Sm-Nd) na Região Amazônica

Figure IV.2 – Location of dated samples of the Amazon Craton grouped by geochronologic method (U-Pb, Pb-Pb evaporation and Sm-Nd)

Província Carajás

O cráton tem sido considerado predominantemente arqueano, como mostrado na edição anterior do mapa geológico do Brasil (Schobbenhaus *et al.* 1984) e em Costa e Hasui (1997). Tassinari *et al.* (1996) restringiram o Arqueano às províncias Imataca (Venezuela) e Amazoniana Central, esta incluindo a região de Carajás, dentro do Domínio Carajás–Iricoumé ou Bloco Carajás–Iricoumé (Tassinari e Macambira, 1999). Em decorrência de dois fatores principais, Santos *et al.* (2000) separaram Carajás da Província Amazônia Central. Esta, a despeito de uma origem a partir de rochas arqueanas, mostra pouca crosta arqueana exposta, sendo dominada em superfície por um vulcanoplutonismo paleoproterozóico, tipo Iriri–Maloquinha (1,88–1,87 Ga). Por outro lado, a estruturação dominante da Província Amazônia Central, mais jovem (NNW–SSE), trunca a estruturação principal da Província Carajás (N70°–80°W). Santos *et al.* (2000) estendem a Província Carajás até o sul do Amapá

e mostram que rochas arqueanas compõem apenas menos de 12% do cráton, que é uma entidade essencialmente paleoproterozóica e secundariamente mesoproterozóica e arqueana.

A Província Carajás está situada na parte leste-sudeste do cráton (e do estado do Pará, Fig. IV.3) e tem sido explorada pela Companhia Vale do Rio Doce desde 1968, quando foram descobertos gigantescos depósitos de ferro. Hoje representa a principal província mineral do País (Fe, Cu, Au, Mn, Al) e tem como características principais sua idade predominantemente arqueana, estruturação disposta segundo WNW–ESE e aparente ausência de rochas geradas durante o ciclo Transamazonas. Além das sínteses regionais elaboradas pela DOCEGEO (Hirata *et al.* 1982; DOCEGEO, 1988) e pela CPRM (Araújo *et al.* 1988; Faraco *et al.* 1996), foram fundamentais para a montagem da estratigrafia da região os trabalhos de geocronologia U-Pb de Gibbs *et al.* (1986) e de Machado *et al.* (1991). Esses dois trabalhos demonstraram que a idade da Província Carajás é

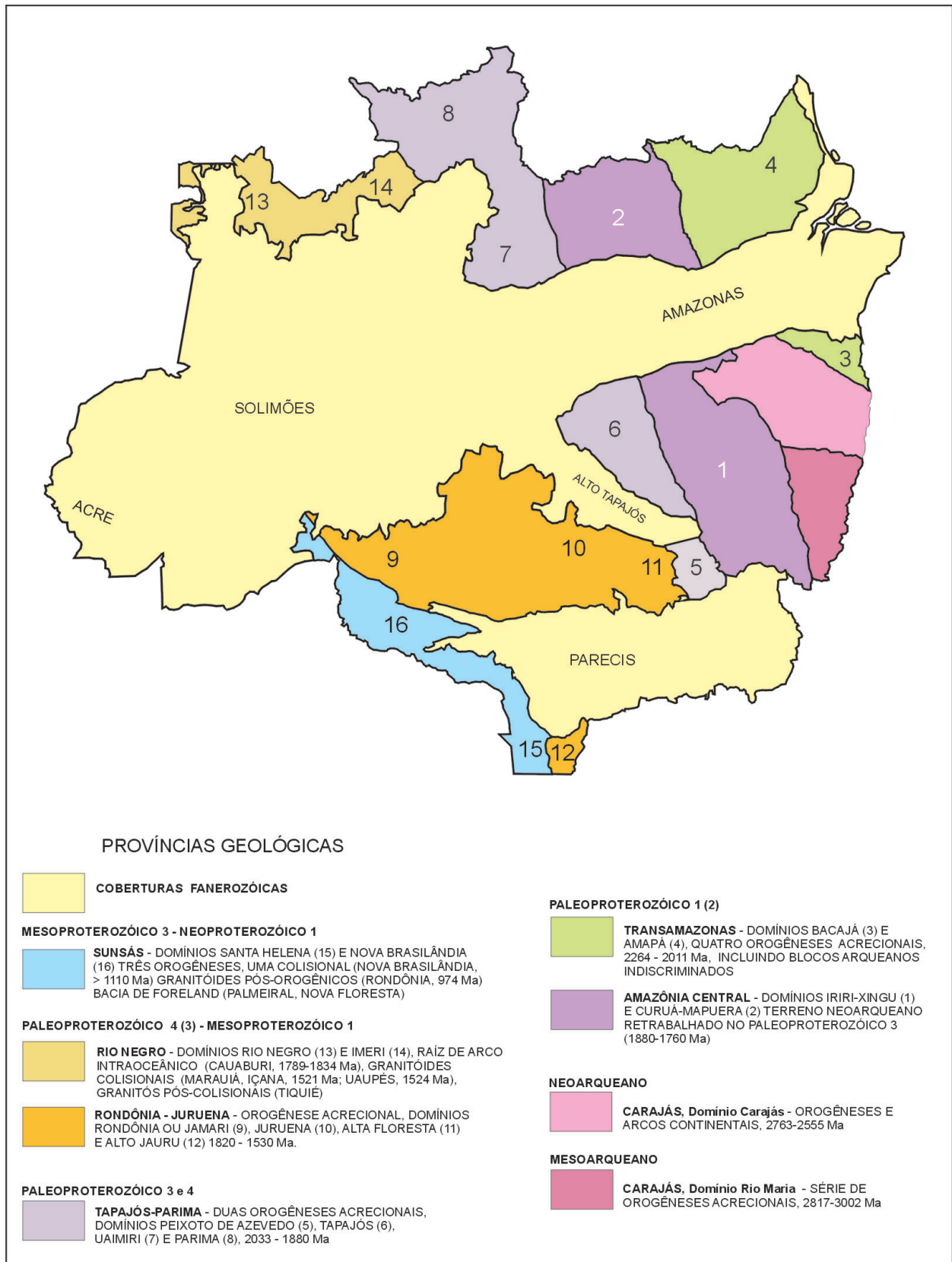


Figura IV.3 – As províncias do Cráton Amazonas

Figure IV.3 – Amazon Craton Provinces

arqueana e não paleoproterozóica como era considerado até então. Mais recentemente, diversos estudos utilizando datações Pb-Pb por evaporação na Universidade Federal do Pará e U-Pb SHRIMP na Austrália têm fornecido idades precisas para diversas unidades estratigráficas (Rodrigues *et al.* 1992; Lafon e Scheller, 1994; Macambira e Dall'Agnol, 1997; Macambira e Lancelot, 1996; Pidgeon *et al.* 2000; Macambira *et al.* 1998; Huhn *et al.* 1999) – Tab. IV.5. A província pode ser subdividida em dois domínios distintos: Rio Maria (Mesoarqueano) e Carajás (Neoarqueano). Santos *et al.* (2000) estenderam os terrenos arqueanos para norte do Domínio Carajás, até o sul do Amapá. Novos dados disponíveis demonstram que essa região (Domínio Bacajá) tem idade dominante transamazônica, como será abordado neste subcapítulo. O domínio Rio Maria, mais ao sul (Fig. IV.3), é mais antigo, mesoarqueano, e constituído essencialmente por terrenos tipo granitóide-*greenstone*, com idades na faixa de 2,85–3,05 Ga. O Domínio Carajás (Fig. IV.3), apesar de englobar rochas mesoarqueanas, como os complexos Xingu e Pium (em torno de 2,86 Ga e 3,00 Ga, respectivamente), é predominantemente neoarqueano e caracterizado por seqüências vulcanossedimentares e granitóides gerados principalmente no intervalo de 2,76–2,55 Ga.

Domínio Rio Maria

É caracterizado por associações do tipo granitóide-*greenstone*, que representam dois períodos reconhecidos de adição de crosta juvenil: entre 3,05–2,96 Ga e entre 2,87–2,85 Ga. A associação mais antiga corresponde às faixas de *greenstone* agrupadas no Supergrupo Andorinhas (Grupos Lagoa Seca e Babaçu) e aos granitóides tipo TTG como os tonalitos Caracol e Arco Verde. A segunda associação reúne os *greenstones* tipo Tucumã, São Félix e Gradaús, com idade de 2868 ± 8 Ma (Avelar *et al.* 1999), granitóides TTG tipo Mogno, Parazônia e Água Fria e granitóides calcialcalinos tipo Rio Maria, Xinguara, Mata-Surrão e Guarantã, todos gerados entre 2,87 e 2,85 Ga. Muitas seqüências supracrustais ainda não têm suas idades estabelecidas e podem estar relacionadas a qualquer um dos dois ciclos acima referidos. Tal também ocorre com muitos granitóides, os quais, na ausência de informações geológicas e isotópicas mais consistentes, têm sido reunidos na unidade “Complexo Xingu”.

No terreno dos *greenstones* mais antigos, o Grupo Babaçu consiste-se principalmente de rochas vulcânicas máficas e ultramáficas (komatiítos, dunitos, piroxenitos e basaltos tholeiíticos), enquanto o Grupo Lagoa Seca é composto por metaturbiditos e rochas vulcânicas calcialcalinas. Uma dessas últimas apresenta idade U-Pb em zircão (Pimentel e Machado, 1994) de 2979 ± 5 Ma, aproximadamente 100 Ma mais antiga que as rochas supracrustais do segundo ciclo de geração de arcos-de-ilhas (2,87–2,85 Ma). Intrusões máfico-ultramáficas

parecem ser contemporâneas do magmatismo presente nos *greenstones*, como indicado pela idade das intrusões Serra Azul (2970 ± 7 ; Pimentel e Machado, 1994). Outro corpo máfico-ultramáfico que ocorre próximo à Serra Azul, e designado de Guaraparã, é considerado contemporâneo à unidade Serra Azul (Tassinari *et al.* 2000).

Outra faixa de *greenstone* é correlacionada à parte inferior do Supergrupo Andorinhas (Souza *et al.* 2001) e denominada de Identidade (metagabros, metabasaltos e metadacitos). A idade isotópica disponível é uma isócrona de referência Sm-Nd que reúne dados de 15 amostras dos três tipos litológicos principais. A idade obtida corresponde a 3046 ± 74 Ma (1g; MSWD=1.64). A elevada incerteza não permite estabelecer com segurança se o *greenstone* Identidade é correlato do Grupo Lagoa Seca (2979 Ma) e equivalentes ou se pode ser mais antigo que essas unidades.

As rochas do Supergrupo Andorinhas são cortadas pelas intrusões TTG tipo Arco Verde e Caracol. Esses granitóides têm sido interpretados como originados pela fusão parcial de granada anfibolito ou de eclogitos em ambiente de subducção (Dall'Agnol *et al.* 1997; Althoff *et al.* 2000). São compostos por tonalitos e trondhjemitos com idades ligeiramente mais jovens (2924 ± 2 Ma, Leite, 2001; 2957 ± 21 Ma, Macambira e Lancelot, 1996) que as idades das supracrustais encaixantes e representam um primitivo arco de ilhas na evolução da região.

O segundo ciclo de geração de granitóide-*greenstone* (2,87–2,85 Ga) consiste-se de rochas supracrustais com presença um pouco maior de metassedimentos (grauvacas e turbiditos) e de formações ferríferas em relação às supracrustais do primeiro ciclo. Ainda assim incluem grande volume de rochas vulcânicas máficas e ultramáficas, comuns nos grupos Tucumã e Gradaús. Os granitóides TTG posteriores ou contemporâneos são representados pelo Trondhjemitito Água Fria (2864 ± 21 Ma; Leite *et al.* 2001), Tonalito Parazônia (2858 Ma; Pimentel e Machado, 1994), Trondhjemitito Mogno (2871 Ma; Pimentel e Machado, 1994: notar que os autores não explicitam os valores dos erros nas idades). Esses granitóides TTG estão associados temporalmente a plutões calcialcalinos, predominantemente granodioritos e monzogranitos (Granito Xinguara e Granodiorito Rio Maria), os quais denotam a ocorrência de importante interação da fusão parcial de crosta oceânica com uma crosta continental já existente. Constituem uma segundo estágio de formação de arcos magmáticos, com arco continental e arco de ilhas contemporâneos. Os granitóides dessa segunda associação de arcos magmáticos, gerados por volta de 2,87 Ga, mostram pouca interação com a crosta continental, na época pouco desenvolvida, com valores de Y_{ND} entre + 0,40 e + 2,00 (Macambira *et al.* 2000) e idades modelo T_{DM} em torno de 3,00 Ga, muito próxima da idade do primeiro arco de ilhas da região (2,97 Ga).

No Domínio Rio Maria as unidades arqueanas mais jovens

Tabela IV.5 Dados geocronológicos da Província Carajás
 Table IV.5 Geochronological data of Carajás Province

| ERA | ROCHA/UNIDADE | MÉTODO | MATERIAL | IDADE (Ma) | REF. |
|-----|-----------------------------------|--------|----------|-------------|------|
| MP | Sienogranito Gameleira | U-Pb | zr | 1500 | 25 |
| PP | Granito Velho Guilherme | Pb-Pb | rt-kfs | 1873 ± 13 | 1 |
| | Granito Pojuca | U-Pb | zr | 1874 ± 2 | 2 |
| | Granito Antônio Vicente | Pb-Pb | zr | 1867 ± 5 | 20 |
| | Granito Serra dos Carajás | U-Pb | zr | 1880 ± 2 | 2 |
| | Granito Cigano | U-Pb | zr | 1883 ± 2 | 2 |
| | Granito Seringa | Pb-Pb | zr | 1892 ± 30 | 21 |
| | Granito Jamon | Pb-Pb | zr | 1885 ± 32 | 3 |
| | Granito Musa | U-Pb | zr | 1885 ± 5 | 2 |
| NA | Grupo Salobro, anfíbolito | U-Pb | ti | 2497 ± 5 | 2 |
| | Complexo Xingu, anfíbolito | U-Pb | ti | 2519 ± 5 | 2 |
| | Grupo Salobro, BIF | U-Pb | mnz | 2551 ± 2 | 2 |
| | Grupo Salobro, anfíbolito | U-Pb | zr | 2555 ± 4 | 2 |
| | Granito Itacaiúnas ou Pojuca | Pb-Pb | zr | 2560 ± 37 | 4 |
| | Granito Velho Salobro | U-Pb | zr | 2573 ± 2 | 2 |
| | Granito pré-Velho Salobro | U-Pb | ti | 2584 ± 5 | 2 |
| | Gabro pós-Formação Águas Claras | Pb-Pb | zr | 2645 ± 12 | 19 |
| | Formação Águas Claras | U-Pb | zrd | 2681 ± 5 | 18 |
| | Granito Geladinho | Pb-Pb | zr | 2688 ± 11 | 5 |
| | Grupo Igarapé Pojuca, anfíbolito | U-Pb | zr | 2732 ± 3 | 2 |
| | Granito Plaquê | Pb-Pb | zr | 2736 ± 24 | 8 |
| | Diorito Cristalino | Pb-Pb | zr | 2738 ± 6 | 6 |
| | Granito Serra do Rabo | U-Pb | zr | 2743 ± 2 | 9 |
| | Grupo Igarapé Bahia | Pb-Pb | zr | 2747 ± 1 | 10 |
| | Granito Planalto | Pb-Pb | zr | 2747 ± 2 | 6 |
| | Grupo Grão-Pará, riódacito | U-Pb | zr | 2759 ± 2 | 2 |
| | Grupo Igarapé Salobro, anfíbolito | U-Pb | zr | 2761 ± 3 | 2 |
| | Granito Estrela | Pb-Pb | zr | 2763 ± 7 | 7 |
| | Anortosito Luanga | U-Pb | zr | 2763 ± 6 | 2 |
| MA | Granodiorito Cumaru | Pb-Pb | zr | 2817 ± 4 | 13 |
| | Complexo Xingu, gnaiss | U-Pb | zr | 2851 ± 4 | 2 |
| | Tonalito Parazônia | U-Pb | ti | 2858 | 11 |
| | Complexo Pium, metamorfismo | U-Pb | zr | 2859 ± 9 | 12 |
| | Trondhjemitó Águas Fria | Pb-Pb | zr | 2864 ± 21 | 17 |
| | Granito Xinguara | Pb-Pb | zr | 2865 ± 1 | 23 |
| | Grupo Tucumã, vulcânica félsica | Pb-Pb | zr | 2868 ± 8 | 8 |
| | Monzogranito Guarantã | Pb-Pb | zr | 2870 ± 5 | 17 |
| | Trondhjemitó Mogno | U-Pb | T | 2871 | 11 |
| | Granodiorito Rio Maria | U-Pb | ti-zr | 2872 ± 5 | 11 |
| | Quartzo diorito Rio Maria | Pb-Pb | zr | 2878 ± 4 | 24 |
| | Arco Verde, ortognaiss | Pb-Pb | zr | 2872 ± 25 | 14 |
| | Monzogranito Mata-Surrão | Pb-Pb | rt | 2872 ± 10 | 1 |
| | Tonalito Caracol | Pb-Pb | zr | 2924 ± 2 | 23 |
| | Supergupo Andorinhas | U-Pb | zrd | < 2943 ± 18 | 12 |
| | Tonalito Arco Verde | U-Pb | zr | 2957 ± 21 | 15 |
| | Complexo Serra Azul | U-Pb | zr | 2970 ± 7 | 11 |
| | Unidade Identidade | Sm-Nd | rt | 3046 ± 74 | 22 |
| | Grupo Lagoa Seca, metavulcânica | U-Pb | zr | 2979 ± 5 | 11 |
| | Complexo Pium, protólito | U-Pb | zr | 3002 ± 14 | 12 |

Ref.: 1-Rodrigues *et al.* (1992); 2-Machado *et al.* (1991); 3-Macambira e Dall'Agnol (1997); 4-Souza *et al.* (1996); 5-Barbosa *et al.* (2001); 6-Huhn *et al.* (1999); 7-Barros *et al.* (2001); 8-Avelar *et al.* (1999); 9-Sardinha *et al.* (2001); 10-Galarza *et al.* (2001); 11-Pimentel e Machado (1994); 12-Pidgeon *et al.* (2000). 13-Lafon e Scheller (1994); 14-Barbosa e Lafon (1996); 15-Macambira e Lancelot (1996); 16-Althoff *et al.* (2000); 17-Macambira *et al.* (2000); 18-Trendall *et al.* (1998); 19-Dias *et al.* (1996); 20-Teixeira (1999); 21-Avelar *et al.* (1994); 22-Souza *et al.* (2001); 23-Leite (2000); 24-Dall'Agnol *et al.* (1999); 25-Pimentel *et al.* (comunicação escrita).

Obs.: Material: zr=zircão; ti=titanita; mnz=monazita; zrd=zircão detritico; rt=rocha total; kfs=K-feldspato. Abreviações conforme *Mineralogical Society of America e The Canadian Mineralogist*.

MP-Mesoproterozóico; PP-Paleoproterozóico, Orosiriano; NA-Neoproterozóico; MA-Mesoarqueano.

correspondem às rochas da cobertura sedimentar de plataforma, reunidas no Grupo Rio Fresco (Formação Tocandeira) e que guardam posicionamento estratigráfico semelhante ao da Formação Águas Claras do Domínio Carajás. Essa deposição pode ter sido efetivada em ambiente de margem continental passiva como resultado de distensão regional (Souza *et al.* 2001). Estratigraficamente o Grupo Rio Fresco é posterior ao Granito Cumaru (2817 ± 4 Ma; Lafon e Scheller, 1994) e anterior aos granitos paleoproterozóicos formados por volta de 1,88 Ga, como o Granito Antônio Vicente. Macambira e Lancelot (1996) encontraram zircão detrítico na Formação Tocandeira com idades no intervalo de 3,67 Ga a 2,76 Ga, o que estabelece uma idade máxima neoarqueana para sua deposição.

Importante granitogênese paleoproterozóica incidiu indistintamente em ambos domínios Rio Maria e Carajás, gerando diversos plutões de granitos anorogênicos do tipo rapakivi (Dall'Agnol *et al.* 1999). Esses granitos (predominantemente sienogranitos, monzogranitos e ortoclásio granitos) foram gerados no final do Orosiriano, sendo temporalmente e geneticamente semelhantes ao enxame de intrusões graníticas que ocorre mais a oeste, na Província Amazônia Central (Suíte Intrusiva Maloquinha). Os corpos mais conhecidos no Domínio Rio Maria são os granitos Jamon (1885 ± 32 Ma; Avelar *et al.* 1999), Musa (1885 ± 5 Ma; Machado *et al.* 1991), Antônio Vicente (1867 ± 5 Ma; Avelar *et al.* 1994), Seringa (1892 ± 30 Ma; Avelar *et al.* 1994) e Velho Guilherme (1873 ± 13 Ma; Rodrigues *et al.* 1992). Esses granitos anorogênicos mostram derivação crustal, como sugerido pelos valores de Y_{ND} disponíveis, entre -9.3 e -10 (Macambira *et al.* 2000a). As idades-modelo situam-se em torno de 2,87 Ga, o que indica possível derivação desde granitóides do segundo arco magmático do Domínio Rio Maria.

Embora rochas mais antigas que 3002 Ma ainda não tenham sido registradas em superfície, estudos em zircão detrítico têm apontado a erosão de rochas mais antigas que 3,00 Ga na formação de algumas rochas sedimentares da região. Estudo em quartzitos do segundo ciclo de geração de supracrustais mostra que 90% dos grãos detríticos são derivados de rochas formadas entre 3,05 e 2,85 Ga (Macambira *et al.* 1998). Menos de 5% mostram idades próximas a 3,20 Ga e outros 5% idades por volta de 3,40 Ga e um único grão uma idade de 3,70 Ga. Isso indica que as rochas supracrustais do segundo ciclo gerador de terrenos granitóide-*greenstone* foram derivadas essencialmente das rochas do primeiro ciclo, com contribuições secundárias de rochas pré-Rio Maria (mais antigas que 3,05 Ga). Outras evidências da existência desse tipo de crosta, pré-Rio Maria ou proto-crosta da Província Carajás (Paleoarqueano), foram obtidas por Macambira e Lancelot (1991) em zircão detrítico (idades de até 3,19 Ga) e em zircão herdado no Granito Musa (3,20 Ga; Machado *et al.* 1991) e no Granito Jamon (3,13 Ga; Macambira e Dall'Agnol, 1997). Mais recentemente, Teixeira *et al.* (2001) determinaram idades Pb-

Pb de alguns grãos de zircão herdado em gnaisses do Complexo Xingu (provavelmente um paragnaisse), correspondendo a valores desde 2,77 Ga até 3,68 Ga. As duas idades mais antigas são 3679 ± 8 Ma e 3594 ± 2 Ma (Eoarqueano). A evolução do Domínio Rio Maria está sintetizada na Tab. IV.6.

Domínio Carajás

Esse domínio (Fig. IV.3) compreende duas unidades granito-gnáissicas, mais antigas que 2,80 Ga, uma de fácies granulito e outra de fácies anfíbolito e várias associações de granitóides e rochas supracrustais geradas entre 2,76 e 2,51 Ga. Esse conjunto é cortado por granitos orosirianos, pós-transamazônicos, semelhantes àqueles do Domínio Rio Maria (1,87–1,88 Ga). Quadro evolutivo está expresso na Tab. IV.7.

Rochas de Alto Grau

As rochas mais antigas são atribuídas a fácies granulito, correspondendo ao Complexo Pium, Piriclasito Rio Preto e Enderbito Cajazeiras, os quais incluem granulitos félsicos e máficos, porém muitas vezes designados com nomenclatura de rochas ígneas (charnockitóides). O Complexo Pium, com idade de 2859 ± 9 Ma (idade U-Pb em bordas de zircão, metamorfismo de alto grau; Pidgeon *et al.* 2000; Tab. IV.5), ocorre ao sul de Carajás e suas rochas possuem zircão com núcleos com idade de 3002 ± 14 Ma, indicando um protólito do Mesoarqueano, possivelmente associado a rochas do Domínio Rio Maria. Também cabe mencionar uma isócrona Pb-Pb (rocha total) em amostras de granulitos félsicos do Complexo Pium em Cateté (Serra da Onça), com idade de 3050 ± 57 Ma (Rodrigues *et al.* 1992). Essa isócrona, todavia, parece representar um agrupamento de populações heterogêneas, provavelmente incorporando Pb radiogênico de protólitos, como sugerido pelo MSWD (*Mean Squares of Weighted Deviates*) extremamente elevado (72). As unidades Cajazeiras e Rio Preto, que ocorrem a norte e nordeste de Carajás, são pouco conhecidas e ainda não-datadas. São posicionadas junto com o Complexo Pium, mas é possível que incluam charnockitóides paleoproterozóicos.

O Problema “Complexo Xingu”

Os gnaisses de fácies anfíbolito e de composição granodiorítica e tonalítica atribuídos ao Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974) possuem idades de 2859 ± 2 e 2851 ± 4 Ma (U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991; Tab. IV.5) e são o embasamento deste domínio. Todavia, boa parte do “Complexo Xingu” ao norte de Carajás tem idade transamazônica, conforme recentes datações (Macambira *et al.* 2001; Santos, dados não

Tabela IV.6 Quadro evolutivo para o Domínio Rio Maria
 Table IV.6 Evolution of the Rio Maria Domain

| UNIDADE | GEOLOGIA | AMBIENTE TECTÔNICO | IDADE (Ga) |
|--|---|--|------------|
| Granitos Musa, Jamon, Antônio Vicente, Velho Guilherme | Granitos tipo rapakivi | Anorogênese intracontinental | 1,87 |
| | | | 1,88 |
| Grande hiato Sideriano-Riaciano | | | 1,90 |
| | | | 2,50 |
| Grupo Rio Fresco | Bacia continental | Sedimentação em margem passiva | 2,65 |
| | | | 2,76 |
| Granodiorito Cumaru | Intrusões calcialcalinas | Segundo arco continental | 2,82 |
| | | | 2,82 |
| Granitóides Xinguara, Água Fria, "Xingu" e Parazônia | Intrusões calcialcalinas, com corpos TTG associados | Arco continental, com remanescentes do segundo arco de ilhas | 2,85 |
| | | | 2,87 |
| Grupos Tucumã, Sapucaia, Gradaús, São Félix | Derrames vulcânicos máficos, ultramáficos e calcialcalinos. Turbiditos de fossa e <i>back-arc</i> | Combinação de arco de ilhas e arco continental | 2,87 |
| | | | 2,87 |
| Granitóides Rio Maria, Mogno, Guarantã, Mata-Surrão | Intrusões TTG, com corpos calcialcalinos associados | Segundo arco de ilhas | 2,87 |
| | | | 2,88 |
| Tonalitos Arco Verde e Caracol | Intrusões TTG | | 2,93 |
| | | | 2,96 |
| Complexo Serra Azul | Intrusões máfico-ultamáficas | Primeiro arco de ilhas | 2,97 |
| | | | 2,97 |
| Supergrupo Andorinhas | Derrames vulcânicos máficos, ultramáficos e calcialcalinos. Turbiditos de fossa e <i>back-arc</i> | | 2,97 |
| | | | 2,98 |
| Crosta Proto-Carajás | | | 3,02 |
| | | | 3,70 |

publicados) e conforme a subdivisão do Cráton Amazonas em províncias que acompanha o mapa do Brasil. Assim o Complexo Xingu ainda ocorre em três Províncias distintas (Amazônia Central, Carajás e Transamazonas), no amplo intervalo de tempo de 3000 a 2050 Ma.

O nome Complexo Xingu certamente é o maior problema de nomenclatura que persiste na literatura sobre o Cráton Amazonas. Apesar das impropriedades em sua aplicação, ainda é muito utilizado. Foi introduzido por Silva *et al.* (1974) para representar as rochas de embasamento da folha Araguaia (SB.22) e seu conceito foi ampliado e adotado em toda a parte sul do cráton no levantamento do antigo Projeto Radar na Amazônia. Representava rochas de embasamento desde a região de Carajás–Xingu, a leste, até Rondônia, a oeste. Esse conceito foi adotado na edição anterior do mapa do Brasil (Santos e Loguércio, 1984) e refletia o baixo conhecimento presente sobre as rochas de embasamento, quando qualquer rocha estratigraficamente pré-Uatumã (idade de 1,70 Ga nas décadas de 1970 e 1980), que não fosse vulcanossedimentar, era atribuída ao chamado "Complexo Xingu". Nas áreas com mapas geológicos mais detalhados essa nomenclatura não foi empregada, como a região Tapajós–Jamaxim (Pessoa *et al.*

1977; Bizzinella *et al.* 1981). Esses autores chamaram a atenção para a enorme heterogeneidade litológica e cronológica do Complexo Xingu e para a impossibilidade de correlacionar rochas antigas e pouco conhecidas da região do Xingu (área-tipo) com outras unidades pouco conhecidas e não-datadas de regiões muito distantes (até 2.200 km) da bacia do rio Xingu.

Os trabalhos de Cordani *et al.* (1979), Teixeira *et al.* (1989) e Tassinari *et al.* (1996) mostraram a diversidade genética e cronológica da crosta continental no cráton, com províncias formadas desde o arqueano até o final do mesoproterozóico. Como inserir na mesma unidade (Complexo Xingu) rochas com idades e histórias muito distintas (desde 3,00 Ga até 1,00 Ga) e localizadas em diferentes posições geográficas? Certamente uma situação totalmente em desacordo com os preceitos de nomenclatura estratigráfica e com os códigos referentes ao assunto (AAPG e IUGS). O tamanho do problema foi reduzido com a restrição do Complexo Xingu à Província Carajás (Santos *et al.* 2000), mas mesmo nessa província o nome ainda é mal aplicado. À medida que o embasamento de Carajás vem sendo desvendado, o "Complexo Xingu" vem gerando diversas unidades estratigráficas, tais como Rio Maria, Xinguara, Mogno,

Tabela IV.7 Quadro evolutivo para o Domínio Carajás
 Table IV.7 Evolution of the Carajás Domain

| UNIDADE | GEOLOGIA | AMBIENTE TECTÔNICO | IDADE (Ga) |
|--|--|--|--------------|
| Granito Gameleira | Sienogranito e quartzo sienito, tipo A | Anorogênese intracontinental | 1,53 |
| Granitos Cigano, Pojuca, Serra dos Carajás | Granitos tipo rapakivi, tipo A | Anorogênese intracontinental | 1,87 1,88 |
| Grande hiato Sideriano-Riacciano, com ~ 600 m.a. | | | 1,89 2,52 |
| Granitos Itacaiúnas, Velho Salobro | Granitogênese pós-tectônica | Intracontinental | 2,56 2,58 |
| Granito pré-Velho Salobro | Granitogênese tarditectônica | Intracontinental | 2,58 2,59 |
| Gabro pós-Águas Claras | Sills e diques tholeiíticos | Sedimentação em margem passiva | 2,64 2,65 |
| Grupo Rio Fresco/ Formação Águas Claras | Bacia continental | Sedimentação intracratônica | 2,65 2,73 |
| Monzogranito Geladinho | Intrusões calcialcalinas sintectônicas | Terceiro arco continental | 2,67 2,69 |
| Monzogranitos Plaqué, Planalto, Serra do Rabo e Diorito Cristalino | Intrusões calcialcalinas sintectônicas, bimodais | Segundo arco magmático continental | 2,73 2,75 |
| Grupo Igarapé Bahia | Bacia vulcanossedimentar continental | Segunda unidade vulcanossedimentar intra-arco | 2,74 2,75 |
| Granito Estrela | Intrusões calcialcalinas sintectônicas | Primeiro arco magmático continental | 2,76 |
| Grupos Igarapé Salobro e Grão-Pará, Complexos Luanga e Lago Grande | Bacia vulcanossedimentar continental, com intrusões tholeiíticas | Primeira unidade vulcanossedimentar intra-arco | 2,76 |
| “Complexo” Xingu | Intrusões TTG, com corpos calcialcalinos associados | Combinação de arco de ilhas e arco continental (?) | 2,85 2,87 |
| Crosta Proto-Carajás, parte do “Complexo” Xingu e protólito do Complexo Pium | | | 3,02 3,70 |

Arco Verde, Mata-Surrão, Cumaru, Parazônia, Pium, Guarantã, etc., e, à medida que o conhecimento avança, muitas outras unidades serão desmembradas do Complexo Xingu. As regiões que ainda persistem mapeadas como Complexo Xingu refletem apenas o baixo grau de conhecimento que se tem sobre elas, sendo que essa unidade representa apenas aquilo que é desconhecido e que pode ter idades desde mesoarqueano até mesoproterozóico.

Todo o granitóide, metagranitóide ou conjuntos de granitóides e metagranitóides mal caracterizados e sem posição estratigráfica definida são colocados nesse complexo, que teria assim uma hierarquia acima de complexo (super-complexo?), abrigando rochas com idades entre 3,00 Ga e 2,05 Ga. Todavia, estudos recentes de Macambira *et al.* (2001) e outros mais recentes ainda aqui divulgados (ver subcapítulo

sobre a Província Transamazonas) estão mostrando que na região ao norte de Carajás (médio Xingu, Bacajá, Novo Repartimento, rodovia BR-230), uma das áreas típicas de ocorrência do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), ocorre uma associação tipo TTG com idades U-Pb predominantemente transamazônicas (2076 Ma até 2181 Ma, quatro amostras; dados neste trabalho). Apesar das sugestões para que esse nome seja abandonado, ele ainda aparece em certas áreas do mapa geológico que acompanha este texto. Neste estágio o nome Xingu tem sua aplicação limitada a rochas arqueanas da Província Carajás, abstraindo da unidade as rochas transamazônicas que ocorrem ao norte (Domínio Bacajá). Apesar disso, esse nome ainda é mantido neste trabalho, com um amplo intervalo de idade (2050–3000 Ma), e ocorrendo em três domínios de duas províncias distintas (Transamazonas,

Domínio Bacajá; e Carajás, domínios Carajás e Rio Maria). Todavia, acredita-se que, a partir de novos trabalhos e interpretações que venham a ser desenvolvidos, o Complexo Xingu deverá ter sua abrangência geográfica cada vez mais reduzida.

Rochas Supracrustais

As seqüências vulcanossedimentares estão reunidas em diversos grupos (Rio Novo, Alto Bonito, Misteriosa, Aquiri, São Manoel, Buritirama, São Sebastião, Igarapé Bahia, Tapirapé) e no Supergrupo Itacaiúnas. Este, por sua vez, está subdividido nos grupos Grão-Pará (rochas vulcânicas bimodais, formação ferrífera, rochas vulcânicas máficas e rochas metassedimentares), Igarapé Salobro e Igarapé Pojuca. Algumas dessas unidades vulcanossedimentares estão datadas por U-Pb e Pb-Pb, enquanto outras permanecem sem dados isotópicos, dificultando sua correlação com outras unidades. Os dados geocronológicos indicam a existência de dois eventos vulcanossedimentares principais, o mais antigo gerado por volta de 2,76 Ga (grupos Grão-Pará e Igarapé Salobro) e o mais novo entre 2,73 e 2,75 Ga (grupos Pojuca e Igarapé Bahia).

As supracrustais mais antigas do Domínio Carajás estão agrupadas nos grupos Grão-Pará e Igarapé Salobro. Metariolitos e metariodacitos da base do grupo Grão-Pará têm 2759 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1991). Essa idade é indistinguível da idade obtida por esses mesmos autores em anfibolito do Grupo Igarapé Salobro (2761 ± 3 Ma) e em anortosito do Complexo Luanga (2763 ± 6 Ma). O Grupo Grão-Pará é composto de rochas vulcânicas bimodais (basaltos tholeiíticos e vulcânicas calcialcalinas) e formações ferríferas. Quando comparadas com as faixas de *greenstone* do Domínio Rio Maria, observa-se que as supracrustais tipo Grão-Pará mostram evidências de incorporação de crosta continental. O vulcanismo bimodal e a composição dos basaltos, semelhantes a províncias vulcânicas continentais (maiores teores de K, Rb, Ba e ETRL), levaram Gibbs *et al.* (1986) a considerá-los distintos dos basaltos de faixas de *greenstone* arqueanas e dos basaltos de crosta oceânica. Assim sendo, as supracrustais neoarqueanas da província Carajás não representariam faixas de *greenstone*. Apesar de ser evidente que mostram uma participação menor de rochas ultramáficas quando comparadas com as supracrustais tipo Andorinhas, os dois tipos mostram semelhança no tocante à distribuição de basaltos e de formações ferríferas bandadas. Ambos mantêm a mesma disposição estrutural regional WNW a E-W, semelhante grau metamórfico e padrão tipo domos e quilhas. As supracrustais de Carajás são 100 a 180 m.a. mais jovens que as faixas de *greenstone* mesoarqueanas (tipo Andorinhas) do Domínio Rio Maria. Os valores de Y_{Nd} (Gibbs *et al.* 1986; Cordani e Sato, 2000) sugerem tanto a presença de

rochas juvenis (Y_{Nd} entre 0 e +5) como a presença de rochas com assimilação de material crustal (Y_{Nd} entre -2 e -7), a qual pode ter ocorrido em ambiente de arco continental. As idades-modelo T_{DM} entre 2,50 e 3,00 Ga corroboram os dados de Y_{Nd} e sugerem que rochas mesoarqueanas do Domínio Rio Maria (2,86–3,00 Ga) podem ter contribuído na formação do Domínio Carajás.

Cristais de zircão de anfibolito do Grupo Igarapé Pojuca foram datados por U-Pb (Machado *et al.* 1991) em 2732 ± 3 Ma. Esse valor pode indicar que esse grupo é entre 22 e 35 m.a. mais jovem que os grupos Grão-Pará e Igarapé Salobro ou então que o anfibolito datado é posterior ao Grupo Pojuca.

As supracrustais do Grupo Igarapé Bahia correspondem a uma seqüência vulcanossedimentar hidrotermalizada composta por rochas metavulcânicas máficas intercaladas com formações ferríferas bandadas (parte inferior) e por rochas metapelíticas intercaladas com rochas piroclásticas e rochas vulcânicas félsicas e algum silexito e BIF (Galarza *et al.* 2001). Esse grupo é anterior à Formação Águas Claras que o recobre discordantemente. As idades obtidas por Galarza *et al.* (2001) em rocha metavulcânica (2745 ± 1 m.a.) e em rocha metapiroclástica (2747 ± 1 m.a.) do Grupo Igarapé Bahia sugerem que esse grupo é entre 11 e 16 m.a. (Tab. IV.5) mais jovem que os grupos Grão-Pará e Igarapé Salobro.

A Formação Águas Claras, composta por pelitos, siltitos e arenitos (Araújo *et al.* 1988), é estratigraficamente mais jovem que os grupos anteriores, das quais se distingue por representar uma sedimentação mais madura e praticamente desprovida de vulcanismo. Mostra muitas analogias (petrografia e posição estratigráfica) com o Grupo Rio Fresco do Domínio Rio Maria.

Alcança 1.500 m de espessura, sendo dividida por Nogueira *et al.* (1995) em duas seqüências: a parte superior é composta por arenitos fluviais e litorâneos e a parte inferior por pelitos e arenitos depositados em plataforma marinha. Sua idade mínima é determinada pela idade do Granito Velho Salobro (2573 ± 2 Ma; Machado *et al.* 1991), enquanto sua idade máxima é estabelecida de duas maneiras: pela idade de 2681 ± 5 Ma (Trendall *et al.* 1998), que é a idade U-Pb de zircão proveniente de vulcanismo considerado sindeposicional; e pela idade de diques e *sills* de gabro (2645 ± 12 Ma; Dias *et al.* 1996). Datações U-Pb em zircão detrítico da Formação Águas Claras forneceram idades entre 2,77 e 3,02 Ga (Mougeot *et al.* 1996), mostrando provável derivação tanto de rochas do Domínio Carajás como do Domínio Rio Maria.

Corpos Máfico-Ultramáficos

Da mesma forma que ocorre no Domínio Rio Maria, também no Domínio Carajás há incidência de plutonismo máfico-ultramáfico contemporâneo ao vulcanismo das seqüências supracrustais mais antigas, como aquelas do Grupo Igarapé

Salobro (2761 ± 3 Ma). Esse plutonismo é representado pelos complexos máfico-ultramáficos Lago Grande e Luanga. Cristais de zircão extraídos de gabro anortositico do Complexo Luanga têm a idade de 2763 ± 6 Ma (Machado *et al.* 1991).

Granitos Sintectônicos

Uma série de corpos graníticos, geralmente de composição monzogranítica dominante, apresenta diversas características comuns, quais sejam a relação intrusiva nas supracrustais tipo Salobro, Pojuca e Grão-Pará, forma alongada concordante com a foliação, ambas paralelas à estruturação regional principal segundo WNW–ESE e idades no intervalo de 2,73 e 2,76 Ga. Esses granitóides são designados de Plaqué, Planalto, Estrela e Serra do Rabo e mostram composição calcialcalina e natureza sintectônica. Podem representar granitos de arco magmático com intenso retrabalhamento crustal (arco continental) ou mesmo granitos tipo sincolisionais (Barros *et al.* 2001). O Granito Estrela é o mais antigo (2763 ± 7 Ma; Barros *et al.* 2001) desse grupo, enquanto os granitos Planalto e Serra do Rabo representam plutonismo em torno de 20 m.a. mais jovem (respectivamente idades de 2747 ± 2 Ma, Huhn *et al.* 1999; e 2743 ± 2 Ma, Sardinha *et al.* 2001). Outra fase de granitogênese sintectônica é representada pelo monzogranito calcialcalino Geladinho (Barbosa *et al.* 2001), o qual, com idade de 2688 ± 11 Ma, é aproximadamente 50 a 70 m.a. mais jovem que os granitos sintectônicos da primeira geração. Apesar da elevada incerteza na idade do Granito Plaqué (2736 ± 24 Ma; Avelar *et al.* 1999), ele é mais antigo que o Granito Geladinho, sendo mais bem correlacionado com os granitóides Planalto, Estrela e Serra do Rabo. O Diorito Cristalino, com 2738 ± 6 Ma (Huhn *et al.* 1999), também está temporalmente associado a essa granitogênese, que pode representar uma associação calcialcalina bimodal de arco continental. A presença de auréolas de metamorfismo de contato atesta que esses granitóides são intrusivos nas rochas vulcanosedimentares circundantes, como descrito por Barros *et al.* (2001) na relação do Granito Estrela com o Supergrupo Itacaiúnas.

Granitos Pós-Tectônicos

Granitos tardios cortam as seqüências vulcanosedimentares tipo Grão-Pará, Pojuca, Igarapé Bahia e Igarapé Salobro. Machado *et al.* (1991) reportam dois tipos de granitos intrusivos no Grupo Igarapé Salobro. O corpo mais jovem é Paleoproterozóico (idade de 1880 Ma, Rb-Sr; Cordani, 1981 *in* Machado *et al.* 1991) e correlato do Granito Serra dos Carajás (1880 ± 2 Ma) e o corpo mais antigo é neoarqueano (2573 ± 2 Ma). Para distingui-los entre si foram informalmente

chamados de *New Salobro Granite* e *Old Salobro Granite* (a tradução correta para o português seria Granito Salobro Novo e Granito Salobro Velho). O Granito Salobro Velho ou Velho Salobro representa a granitogênese mais jovem no Arqueano em toda a Província, fazendo que o adjetivo Velho não seja apropriado e indicando a necessidade de revisão nessa nomenclatura. O Granito Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma; Souza *et al.* 1996) é comparável ao Granito Velho Salobro. Machado *et al.* (1991) dataram por U-Pb zircão de veios graníticos que cortam anfibolito do Grupo Igarapé Salobro (2584 ± 5 Ma). Esses veios não devem ser correlatos do Granito Velho Salobro pois são entre 4 e 19 m.a. mais antigos. Análises U-Pb em titanita dos anfibolitos Salobro (idade de formação = 2761 ± 3), os quais são encaixantes dos veios graníticos datados em 2584 ± 5 Ma, correspondem a 2581 ± 5 e 2584 ± 5 Ma (Machado *et al.* 1991), o que sugere uma recristalização provocada pela intrusão granítica.

O Granito Estrela foi correlacionado com a granitogênese de 2,56 Ga (Tassinari *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000), devido à existência de uma isócrona Rb-Sr em rocha total com a idade de 2527 ± 34 Ma (Barros *et al.* 1992). Esse granito atualmente é inserido em um complexo (o melhor seria suíte) por Barros *et al.* (2001), constituído por três corpos distintos, dos quais apenas um foi datado (Pb-Pb por evaporação em zircão), correspondendo à idade de 2763 ± 7 Ma (Barros *et al.* 2001), sendo comparável às suítes graníticas tipo Plaqué e Serra do Rabo. Mas, como o Granito Estrela é constituído por três corpos (Barros *et al.* 2001) e apenas um desses foi datado, não se afasta a possibilidade de que os corpos não-datados possam ser mais jovens e correlatos dos granitóides tipo Itacaiúnas e Velho Salobro.

Paleoproterozóico

O Paleoproterozóico do Domínio Carajás é caracterizado por magmatismo anorogênico que produziu dezenas de intrusões félsicas que podem ser agrupadas em suítes de granitos rapakivi (Dall'Agnol *et al.* 1999). Esses granitos foram gerados em um intervalo de tempo específico (1,88–1,87 Ga), que corresponde à parte superior do período Orosiriano. São de composição monzogranítica a ortoclásio-granítica e alguns desses corpos são mais bem estudados, como os granitos Cigano (1883 ± 2 Ma;), Pojuca (1874 ± 2 Ma; Machado *et al.* 1991) e Serra dos Carajás (1880 ± 2 Ma; Machado *et al.* 1991). Todavia, vários corpos ainda permanecem pouco conhecidos e estudados. São mapeados como granitos correlatos àqueles acima por suas características morfológicas, resposta no canal de Th nos mapas aerogeofísicos e por serem compostos por rochas não-foliadas nas quais o principal mineral é ortoclásio. Dezenas de corpos graníticos estão mapeados como correlatos dos granitos paleoproterozóicos tipo Serra dos Carajás, com

base em características morfológicas (forma dos corpos), resposta em mapas aerogeofísicos (canais de contagem total e de Th), composicionais (predomínio de sienogranitos e monzogranitos, presença de ortoclásio granitos, características rapakivíticas, etc. Todavia cumpre destacar informações recentes (Ely *et al.* 2001), indicando a existência de outro magmatismo granítico anorogênico, aproximadamente 350 m.a. mais jovem, Calimiano, com base na idade U-Pb de apófise leucogranítica com 1583 ± 8 Ma (Pimentel *et al.*, *apud* Ely *et al.* 2001), aqui referida como magmatismo Gameleira. Assim sendo, é muito provável que outros granitos correlatos ao Granito Gameleira e ainda desprovidos de datação U-Pb ou Pb-Pb possam existir na Província de Carajás, os quais até o presente estariam sendo confundidos com a primeira granitogênese anorogênica da região (1,88–1,87 Ga).

Complexos Máfico-Ultramáficos Acamados

As únicas rochas conhecidas até o presente que podem ter sido formadas em época correlata à incidência do ciclo transamazonas são algumas suítes máfico-ultramáficas, como as suítes Cateté, Vermelho e Santa Inês. São intrusivas em rochas arqueanas, em ambos domínios Carajás e Rio Maria e representam corpos alongados segundo E–W, compostos por gabro, norito, piroxenito e serpentinito. A Serra da Onça (Suíte Cateté), com ocorrências de elementos do grupo da platina – EGP, foi estudada por Macambira (1996), que propôs uma idade de 2378 ± 55 Ma para seu alojamento, com base em isócrona Sm-Nd (minerais e rocha total). A unidade Vermelho é constituída por metaperidotitos e metadunitos (fácies xistos verdes), incorporando depósito de níquel. Essa unidade, assim como o Gabro Santa Inês, apesar de não estar datada, tem sido atribuída ao paleoproterozóico (Araújo e Maia, 1991).

Província Amazônia Central

A Província Amazônia Central tem sido considerada como um núcleo arqueano (Tassinari *et al.* 1996; Santos *et al.* 2000) em cujas bordas diversas e mais jovens faixas móveis proterozóicas foram acretadas. A distinção entre os dois modelos principais de entendimento do cráton é que, enquanto Santos *et al.* (2000) consideram a região de Carajás como uma província distinta da Província Amazônia Central (Fig. IV.3), Tassinari (1996) aglutina-as em uma única província. Uma série de fatores é arrolada por Santos *et al.* (2000) para justificar a separação das duas províncias: a) Existem diferenças marcantes nos *trends* estruturais dominantes, sendo WNW em Carajás e NNW na Amazônia Central; b) A estruturação NNW é mais

jovem e nitidamente trunca a estruturação WNW, como a oeste de São Félix do Xingu; c) Ainda não foi encontrada na PAC nenhuma rocha ou unidade estratigráfica semelhante às de Carajás (terrenos TTG, terrenos granitóide-*greenstone*, seqüências vulcanossedimentares tipo Grão-Pará, etc.). Além disso, rochas arqueanas expostas não haviam sido ainda detectadas em toda sua extensão.

Cabe mencionar que Geraldès *et al.* (2001) ampliaram a área da Província Amazônia Central (núcleo arqueano), nela introduzindo a região de Ventuari (Fig. 1, p. 93), a qual Santos *et al.* (2000) incorporaram na província Rio Negro (ver subcapítulo sobre essa província). Parte da abrangência da PAC foi reduzida com a criação (Tassinari, 1996) e ampliação da Província Tapajós–Parima (Santos *et al.* 2000). A área resultante (Fig. IV.3) é composta por um embasamento muito pouco conhecido, em geral apenas fotointerpretado e por uma associação cratogênica constituída por a) rochas vulcânicas félsicas a intermediárias (grupos/formações Iriri, Surumu, Burro-Burro, Caicara e Iricoumé); b) Granitos tipo A (Suítes Intrusivas Maloquinha, Mapuera e Saracura); c) coberturas sedimentares de plataforma, dominadas por depósitos fluviais entrelaçados (Formações Triunfo, Novo Progresso e Goretire), que têm sido comparados com as coberturas tipo Roraima, Urupi e Buiçu; e d) *Sills* e diques tholeiíticos (Figueira Branca e Guadalupe, supostamente equivalentes das intrusões tipo Avanavero). As rochas da Província Amazônia Central que estão mais expostas em superfície não mostram evidências de metamorfismo regional e de dobramentos associados à compressão regional, sendo caracterizadas por uma tectônica de *block-faulting*. As rochas vulcânicas félsicas a intermediárias e os granitos tipo A foram gerados pelo Magmatismo Uatumã (Santos e Reis Neto, 1982), com evolução na faixa de tempo de 1,88 a 1,70 Ga.

Empregando dados próprios e de Sato e Tassinari (1997), Santos *et al.* (2000) mostraram que essa associação vulcano-plutônica é derivada da fusão parcial de rochas crustais. Mostram valores negativos para o parâmetro Y_{Nd} (-7,10 a -12,38, os mais baixos entre todas as províncias do cráton) e idades-modelo (manto depletado) Sm-Nd arqueanas (2,44–2,85 Ga), o que indica uma fonte na crosta continental arqueana, que pode ter tido relação com a Província Carajás, com quem a Província Amazônia Central faz limite a leste. A marcante herança arqueana também está assinalada na presença de populações de zircão arqueano detectadas em granitos da Suíte Maloquinha (Santos, 1999). Exemplificando com o caso da amostra MA35 (Granito Caroçal, área-tipo da Suíte Maloquinha), o estudo U-Pb SHRIMP mostra idade magmática em 1870 ± 4 Ma e idade herdada em 2680 ± 18 Ma.

Rochas de embasamento para as rochas cratogênicas têm sido assinaladas tanto na parte norte (Mapuera–Tumucumaque) como na parte sul (Iriri–Xingu) da Província e referidas aos chamados “Complexos” Xingu e Guianense, que têm sido

posicionados no arqueano. Além do fato de que parte desses “complexos” tem possibilidade de ter sido formada no paleoproterozóico, deve-se considerar que as duas regiões acima citadas são inequivocamente aquelas menos conhecidas de todo o cráton. Se na parte sul estão aparecendo evidências de um verdadeiro embasamento arqueano (ver próximo parágrafo), na parte norte (Mapuera–Tumucumaque) as rochas pré-Mapuera até agora encontradas não mostram características de embasamento, assemelhando-se a granitóides paleoproterozóicos tipo Água Branca.

Recentes trabalhos de campo do Projeto GIS do Brasil (CPRM) constataram que, na parte sul da Província Amazônia Central (região entre os rios Iriri e Xingu), ocorrem rochas orogênicas semelhantes a uma associação TTG, composta por tonalitos, metabasaltos e vênulas trondhjemíticas. Essa associação mostra uma disposição estrutural paralela à estruturação geral de Carajás, ou seja, eixos de dobramentos segundo WNW a E–W. Amostra selecionada para investigação, Tonalito Uruará (M015), foi estudada por SHRIMP U–Pb, revelando idade arqueana de cristalização (2503 ± 10 Ma, Fig. IV.4) e uma população herdada com 2581 ± 6 Ma.

Outra importante evidência da presença de terrenos arqueanos foi obtida pelo estudo da Formação Castelo dos Sonhos (AL15). Essa unidade situa-se a sudeste do limite oriental do Domínio Tapajós e tem sido associada a esse terreno

devido ao fato de ser portadora de ouro. Todavia, a sua mineralização é do tipo paleoplacer, distinto dos tipos de mineralizações de ouro existentes em Tapajós (Santos *et al.* 2001b). A formação consiste principalmente em arenitos e arenitos conglomeráticos com baixo grau metamórfico, denotado pela presença constante de muscovita. Grãos de zircão detrítico analisados por U–Pb SHRIMP revelaram idade máxima de 2083 ± 5 Ma para a unidade (idade dos dois grãos detríticos mais jovens). Todavia, todos os demais grãos são mais antigos, formando agrupamentos nas idades de 2445 Ma, 2692 Ma, 2836 Ma, 2868 Ma, 2904 Ma e 3105 Ma (Fig. IV.5). Como não existem rochas com essas idades a sul, norte, oeste, noroeste, sudoeste da bacia Castelo dos Sonhos, pode-se deduzir que a fonte de sua sedimentação estava localizada a leste, sudeste ou nordeste. Isso indica que, se as fontes não foram exclusivamente rochas da vizinha Província Carajás, é provável que existam rochas arqueanas expostas a leste, nordeste ou sudeste da área de ocorrência da Formação Castelo dos Sonhos.

Com o avanço do conhecimento sobre essa província, é esperado que sua configuração geográfica e seus limites de idade sejam significativamente alterados. É possível que parte do que hoje é considerado como Província Amazônia Central venha a fazer parte das províncias vizinhas, Carajás e Tapajós–Parima.

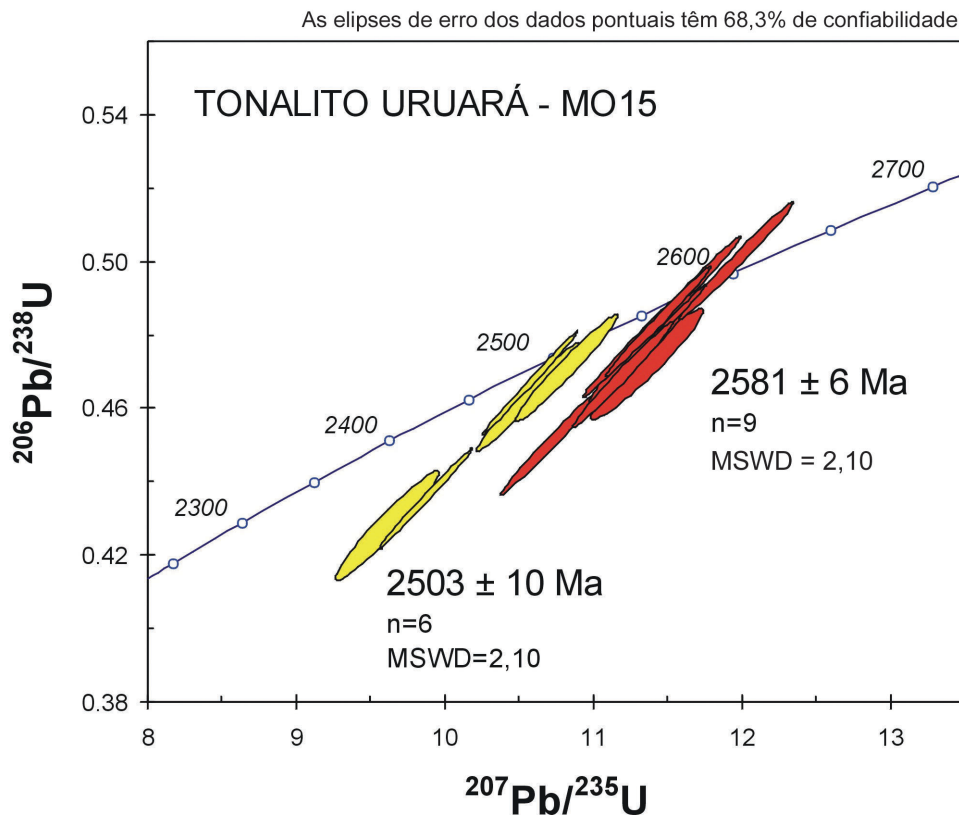


Figura IV.4 – Diagrama de concórdia mostrando duas idades U–Pb arqueanas em zircão do Tonalito Uruará (M015)

Figure IV.4 – Concordia plot showing two U–Pb archean ages determined on Uruará Tonalite zircon (M015)

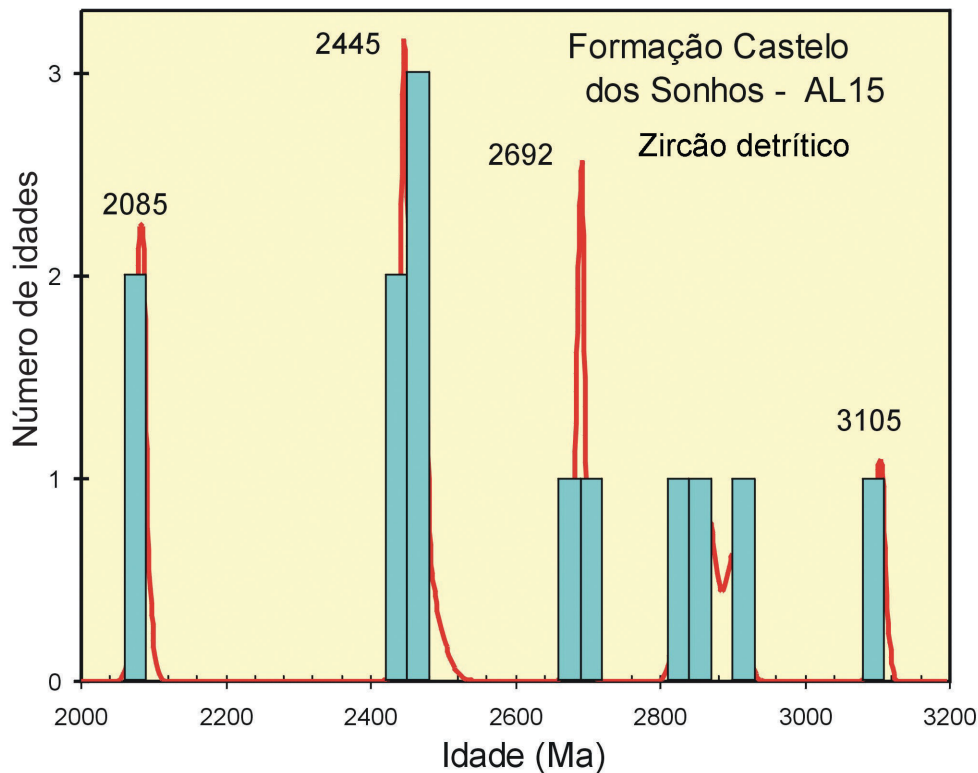


Figura IV.5 – Histograma e curva gaussiana de probabilidade para as idades de zircão detrítico de quartzito da formação Castelo dos Sonhos (AL15)

Figure IV.5 – Histogram and Gaussian cumulative probability plot of ages of detrital zircon from Castelo dos Sonhos Formation quartzite (AL15)

Província Transamazonas

Introdução

As rochas geradas durante o Ciclo Orogênico Transamazonas (2,01–2,26 Ga; Fig. IV.3 e Tab. IV.8) no setor norte da América do Sul compõem uma faixa orogênica que se estende desde a região de São Luís–Gurupi (PA–MA) até a falha de Guri, na Venezuela, passando pelo Amapá, Guiana Francesa, Suriname e Guiana. Essa faixa é contínua no âmbito do Cráton Amazonas e descontínua para leste, desde as janelas paleoproterozóicas de Gurupi (Pará–Maranhão) e São Luís (Microcráton São Luís, no Maranhão) até a porção ocidental da Província Borborema, no Ceará. A zona oriental da faixa orogênica Transamazonas, com os *inliers* de Gurupi, São Luís e Borborema ocidental, onde se localiza sua área-tipo (Hurley *et al.* 1967), devido ao fato de estar afetada pela atuação do ciclo Brasileiro, com a presença de intrusões graníticas e metamorfismo desse último ciclo, não faz parte do Cráton Amazonas.

No Cráton Amazonas, a região constituída predominantemente pelas rochas geradas pelo Ciclo Orogênico Transamazonas constitui a Província Transamazonas (Santos *et al.* 2000), a qual é composta predominantemente por terrenos do tipo granitóide-*greenstone*.

No Brasil sua extensão tem sido limitada ao Estado do Amapá, porém dados recentes de Macambira *et al.* (2001) e

deste trabalho estão mostrando que parte da região ao norte de Carajás no Pará (Bacajá, BR–230, Novo Repartimento) é constituída por crosta pós-arqueana que pode representar a extensão da Província Transamazonas para sul do Amapá, por sob a cobertura fanerozóica. A duração desse ciclo, seus limites mínimos e máximos de idade, sua extensão geográfica, o emprego do nome Transamazonas fora do âmbito do Cráton Amazonas e a nomenclatura da província são temas que merecem algum detalhamento.

Essa província é constituída por cinco tipos básicos de unidades litoestratigráficas: a) o Complexo Guianense, que representa as regiões desconhecidas; b) as rochas de alto grau, arqueanas ou com importante herança arqueana; c) as supracrustais de terreno granitóide-*greenstone* transamazônico, tipo Vila Nova; d) os granitóides transamazônicos, com idades entre 2206 e 2060 Ma, representando diversas fases de evolução orogênica transamazônica; e) os granitóides pós-Transamazonas, gerados em situação intraplaca no final do paleoproterozóico.

O assim chamado Complexo Guianense não representa as rochas mais antigas da província (o “embasamento”), mas tão-somente os terrenos pouco conhecidos, que ainda não estão bem caracterizados tanto litologicamente como cronologicamente (Ver comentário anterior sobre o Complexo Xingu que tem analogias com o Complexo Guianense). Dados isotópicos recentes, como os de Costa *et al.* (2001) e Lafon *et al.* (2001), mostram que o Complexo Guianense está

sendo desmembrado tanto em unidades paleoproterozóicas como arqueanas. Assim sendo, esse complexo está posicionado na coluna desde o mesoarqueano (A3) até o final do riaciano (PP2, 2050 Ma).

Nomenclatura

Quanto à nomenclatura, o nome Transamazonas para designar a província parece ser mais adequado que o termo Maroni-Itacaiúnas (Tassinari *et al.* 2000), pois é empregado desde Hurley (1967) e reconhecido internacionalmente. A proposta de usar o nome Maroni-Itacaiúnas foi feita em 1979 (Cordani *et al.* 1979), em uma época na qual a Província de Carajás (Itacaiúnas) era incluída nessa província paleoproterozóica. Logo após, Gibbs *et al.* (1986) mostraram que a Província Carajás é arqueana. Com isso, a serra Itacaiúnas, a vila Itacaiúnas e o rio Itacaiúnas representam topônimos situados sobre substrato arqueano. Também o Supergrupo Itacaiúnas é arqueano, de modo que a palavra Itacaiúnas é inadequada para caracterizar uma província mais jovem, paleoproterozóica.

O nome Transamazônico (às vezes como tradução de Trans-Amazonian) tem sido utilizado para caracterizar faixas orogênicas paleoproterozóicas em outros crátons, notadamente o São Francisco (Alkmin e Marshak, 1998) e La Plata (Hartmann *et al.* 2002b), mas julgamos que em outros crátons os ciclos e eventos comparáveis ou correlacionáveis temporalmente ao Ciclo Transamazonas devam ter nomes próprios.

A duração de todo ciclo orogênico ainda não está perfeitamente estabelecida, pois somente nos últimos anos informações geocronológicas consistentes têm sido obtidas.

Porém, esses dados estão concentrados na área-tipo (Klein e Moura, 2001), no Amapá (Lafon *et al.* 2001; McReath e Faraco, 1997; Costa *et al.* 2001; Vasquez e Lafon, 2001) e na Guiana Francesa (Nomade *et al.* 2002), com alguns dados localizados na Guiana (Norcross *et al.* 2000; Milési *et al.* 1995) e na Venezuela (Goldstein *et al.* 1997). Na Tab. IV.8 estão registradas as idades mínimas e máximas para o Ciclo Orogrênico Transamazonas propostas por vários autores, desde o trabalho pioneiro de Hurley *et al.* (1967).

As Principais Unidades da Província Transamazonas

Essa província é constituída por três domínios distintos em território Brasileiro: Gurupi, Bacajá e Amapá (Fig. IV.3). O Domínio Bacajá é uma região ainda com poucas informações disponíveis, de modo que a caracterização da Província é fundamentada nos outros dois domínios.

Diversas unidades de alto grau são posicionadas no Arqueano (unidades Quatá, Cobra, Mutum, etc.), mas, a exemplo do ocorrido com outras unidades granulíticas do cráton, é possível que abriguem não somente rochas de alto grau, mas também charnockitóides (ígneos) pós-tectônicos. Esses dois tipos de rochas não eram diferenciados na cartografia da maioria dos projetos de mapeamento da CPRM ocorridos nas décadas de 1970 e 1980. A presença de um charnockito com 2,06 Ga (Charnockito Calçoene; Lafon *et al.* 2001), anteriormente mapeado como embasamento, mostra a necessidade de revisão nas unidades de alto grau Quatá, Mutum e Cobra. É possível que exista uma zona de transição

Tabela IV.8 Idades máximas e mínimas (Ma) para o Ciclo Orogrênico Transamazonas
Table IV.8 Maximum and minimum ages (Ma) of the Trans-Amazon Orogenic Cycle

| | MÁXIMA | MÍNIMA | REGIÃO | MÉTODO |
|-----------------------------------|-------------------------|-----------|--------------------------------------|-----------------------|
| Hurley <i>et al.</i> (1967) | | 2000 | São Luís / Gurupi (área-tipo) | Rb-Sr rocha total |
| Priem <i>et al.</i> (1978) | | 2026 | Suriname | |
| Gibbs e Olszewski (1982) | 2227 ± 39 2250 ± 106 | | Guyana | U-Pb zircão |
| Teixeira <i>et al.</i> (1989) | 2250 | 1900 | Cráton Amazonas | Rb-Sr U-Pb |
| Gibbs e Barron (1993) | 2250 | 2050 | Guyana / todo cráton | U-Pb zircão |
| Ledru <i>et al.</i> (1994) | 2100-2200 | 2000 | Guiana Francesa | |
| Milési <i>et al.</i> (1995) | 2300 | 1900 | Guiana Francesa | Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd |
| Goldstein <i>et al.</i> (1997) | 2200 | 1700 | Bacia do rio Orinoco | U-Pb zircão detrítico |
| Vanderhaeghe <i>et al.</i> (1998) | 2216 | 2080 | Guiana Francesa | U-Pb e Pb-Pb zircão |
| Norcross <i>et al.</i> (2000) | 2200 | 1900 | Guyana | |
| Santos <i>et al.</i> (2000) | 2250 | 2000 | Cráton Amazonas | U-Pb, Sm-Nd |
| Nomade <i>et al.</i> (2002) | | 2036-2000 | Guiana Francesa/ Amapá | (Ar-Ar) |
| Klein e Moura (2001) | 2240 | 2011 | Área-tipo, São Luís e Gurupi, Brasil | Pb-Pb zircão |
| Hartmann e Delgado (2001) | 2250 | 2000 | Brasil | |

entre as províncias Transamazonas, a norte, e Carajás, a sul, na qual fragmentos de crosta arqueana e paleoproterozóica estejam imbricados tectonicamente segundo WNW–ESE, dificultando sua identificação.

Terrenos tipo granitóide-*greenstone* dominam na província sendo que as unidades vulcanossedimentares tipo Vila Nova estão mais preservadas na porção sudoeste do Amapá (Vila Nova) e linde Amapá–Pará (Ipitanga). São cortadas por granitóides predominantemente sintectônicos e de composição tonalítica (tipo Tonalito Papa–Vento). Na parte norte-noroeste do Amapá (fronteira com a Guiana Francesa) as supracrustais são ausentes ou escassas, predominando granitóides transamazônicos indiscriminados, com relações de contato desconhecidas e com idades variáveis entre 2089 Ma e 2206 Ma. Também é bastante provável que, a exemplo do que ocorre em Carajás, haja pelo menos duas fases distintas no tempo para a formação de rochas supracrustais, ainda não discernidas pela ausência de dados isotópicos. Uma estaria associada à primeira orogênese (2240–2210 Ma) e a outra à segunda (2186–2120 Ma).

Os granitóides transamazônicos apresentam um *range* de idades entre 2206 e 2060 Ma e composições e características químicas e tectônicas variadas. Os granitóides mais antigos, que podem ser associados em idade à primeira orogênese, são tonalíticos, trondhjemiticos (tipo Papa–Vento), mas granitóides similares composicionalmente e geneticamente também foram gerados durante a segunda orogênese (tonalitos da Suíte Plutônica 4, com 2140–2120 Ma), o que dificulta melhor discriminação e definição de seu posicionamento estratigráfico. Mas, de modo geral, os granitóides mais monzo- e sienograníticos são mais jovens (2093–2089 Ma) e gerados principalmente durante a terceira orogênese) e por isso estão agrupados com o Granito Cigana e situados na legenda do Mapa Geológico do Brasil (escala 1:2.500.000) que acompanha este volume, acima do primeiro grupo (tipo Papa–Vento).

Ocorre um longo hiato aparentemente sem atividade tectônica importante e sem geração de rochas, que se situa entre o final do Ciclo Transamazonas (2,01–2,00 Ga) e a ocorrência de uma suíte de granitóides pós-tectônicos do final do paleoproterozóico, os granitóides Falsino e Uaiapi. As rochas transamazônicas mais jovens no Brasil (domínios Amapá, Bacajá e Gurupi) são respectivamente 2059 Ma (Charnockito Calçoene; Lafon *et al.* 2001), 2076 Ma (Granodiorito Novo Repartimento; Macambira *et al.* 2001) e 2011 Ma (Granito Ourém; Klein e Moura, 2001). Pelo menos 250 m.a. decorreram desde o fechamento do ciclo transamazonas até a geração de granitos tipo-A denominados Uaiapi já no Estateriano (1753 ± 3 Ma; Vasquez *et al.* 2001). Na parte oeste da província ocorre um enxame de intrusões circulares de rochas graníticas que são agrupadas na unidade Granodiorito Falsino. A idade dessa unidade corresponde à antiga datação por Rb–Sr com o valor de 1,75 Ga (Lima *et al.* 1974). Até que o Granodiorito Falsino

seja datado por métodos mais consistentes, ele é considerado como representante de magmatismo tipo A estateriano e correlacionado ao granitos tipo Teles Pires da Província Amazônia Central.

Idade e Subdivisão do Ciclo Transamazonas

Mesmo os antigos dados isotópicos de Hurley *et al.* (1967) já apontavam para a existência de um processo continental no norte da América do Sul por volta de 2000 Ma (isócronas Rb–Sr), correlacionado ao Eburneano da África (Gana e Costa do Marfim) e chamado de Ciclo Orogênico Transamazonas. Essa idade, todavia, foi calculada com o valor de ^{87}Rb $\lambda = 1.39 \times 10^{-11}$ /anos. Corrigindo-a usando a constante-padrão (^{87}Rb $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}$ /anos) da IUGS (Steiger e Jäger, 1977) a idade seria ± 1958 Ma. Além de ter sido detectado apenas o evento final do Ciclo Orogênico Transamazonas, a idade de cerca de 1960 Ma denota o comportamento aberto do sistema Rb–Sr, correspondendo a um valor mais jovem do que o real. Idades Pb–Pb e U–Pb recentemente obtidas nas mesmas duas áreas estudadas por Hurley *et al.* (1967) no norte da América do Sul, quais sejam o Microcráton São Luís (Maranhão) e o Grupo Gurupi (Pará–Maranhão), situam-se no intervalo de 2011 (Granito Ourém) a 2240 Ma (Complexo Aurizona), conforme Klein e Moura (2001). Nessa área-tipo do ciclo transamazonas os dados isotópicos atuais sugerem a presença de quatro orogêneses principais: a primeira no princípio do sideriano (2240 Ma, idade do Grupo Aurizona; Klein e Moura, 2001), a segunda no intervalo de 2120–2165 Ma (Grupo Gurupi, Suíte Tromaí, Tonalito Itamoari, Granito Cantão), a terceira entre 2061 e 2086 Ma (Granitos Japiim e Jonasa) e a última já do princípio do Orosiriano (Granito Ourém; Klein e Moura, 2001), Tab. IV.9.

A Tab. IV.9 mostra as idades disponíveis (Klein e Moura, 2001) e a subdivisão aqui proposta para o Ciclo Orogênico Transamazonas em sua área-tipo. É importante situar o limite inferior (2240 Ma) e o superior (2011 Ma) do ciclo em sua área-tipo, assim como tentar caracterizar cronologicamente as orogêneses presentes, para compará-los com os limites propostos para o ciclo em outras áreas. Apesar da amplitude da variação de idades propostas para o ciclo (Tab. IV.8), as informações radiométricas por U–Pb e Pb–Pb não revelam nenhuma idade mais jovem que 2,00 Ga e mais antiga que 2,28 Ga. Então, pelos dados disponíveis, a duração máxima possível para o ciclo seria de até 280 m.a. Sua extensão para idades tão jovens quanto 1900 Ma (Tassinari, 1996), 1800 Ma (Almeida *et al.* 2000) ou 1700 Ma (Goldstein *et al.* 1997), muito freqüentes na literatura, pode ser explicada pela consideração de idades Rb–Sr possivelmente rejuvenescidas, ou pela inclusão de rochas pós-orogênicas e anorogênicas do final do paleoproterozóico. Também a existência de quatro

orogêneses principais na área-tipo parece ter correspondência nas demais áreas da Província Transamazonas, assim como em áreas correlatas de outros crátons da América do Sul, como La Plata (Hartmann *et al.* 2002b; Tab. IV.10), e provavelmente São Francisco (Alkmin e Marshak, 1998). Essas quatro fases de maior atividade orogênica estão bem definidas nos intervalos de tempo de: 2,26–2,20 Ga (1); 2,18–2,12 Ga (2); 2,09–2,05 Ga (3); e 2,01–2,00 Ga (4). Hiatos ou épocas de menor atividade orogênica são sugeridos nos seguintes intervalos de tempo de 2,20–2,18; 2,12–2,09; e 2,05–2,01 Ga. No Cráton La Plata a primeira orogênese é designada Encantadas e a última Camboriú (Hartmann *et al.* 2000a), enquanto as orogêneses 2 e 3 ainda permanecem sem

designação. Apesar de ser evidente uma correlação temporal das quatro orogêneses na América do Sul, a evolução de cada uma delas ainda necessita de ser mais bem definida. Na Tab. VI.10 é feita uma correlação entre o ciclo transamazonas da área-tipo com ciclo orogênico equivalente no Cráton La Plata.

Todavia, os dados disponíveis indicam que a primeira orogênese representa crosta juvenil acretada, correspondendo na área-tipo ao Grupo Aurizona, 2240 Ma (idades-modelo T_{DM} entre 2,22 e 2,23 Ga, Y_{Nd} positivo). Essa idade está na mesma faixa de incerteza das idades do Gnaiss Bartica (2227 ± 39 Ma) e do Supergrupo Barama-Mazaruni da Guiana (2250 ± 105 Ma; Gibbs e Olszewski, 1982). Mesmo em outras áreas do cráton e no Cráton La Plata as unidades geradas durante a primeira

Tabela IV.9 As orogêneses do Ciclo Transamazonas em sua área-tipo e no Domínio Amapá
Table IV.9 The orogenies of the Trans-Amazon Cycle in its type-area and at the Amapá Domain

| OROGÊNESE | ÁREA-TIPO ¹ | DOMÍNIO AMAPÁ |
|-----------|----------------------------|--|
| IV | Granito Ourém 2011 | |
| III | Granito Jonasa 2061 | 2059 ± 2 Charnockito Calçoene ² |
| | Granito Japiim 2084 | |
| | Suite Traquateua 2081-2086 | |
| II | Complexo Maracaçumé 2129 | |
| | Tonalito Itamoari 2148 | 2140 Suite Carecuru ⁴ |
| | Grupo Gurupi 2148-2160 | 2146 ± 14 Suite Igarapé Urucu ⁴ |
| | Suite Tromai 2148-2165 | 2146 ± 3 Granito Urucupatá ⁴ |
| | Granito Cantão 2159 | 2160 ± 1 Paru-Maratiá ⁴ |
| I | Grupo Aurizona 2240 | 2264 ± 34 Suite Vila Nova ³ |

Referências para as idades: ¹Klein e Moura (2001); ²Lafon *et al.* (2001); ³McReath e Faraco (1997); ⁴Costa *et al.* (2001).

Tabela IV.10 As quatro orogêneses do Ciclo Transamazônico no Cráton Amazonas e suas equivalentes no Cráton La Plata
Table IV.10 The four orogenies of the Trans-Amazon Cycle in the Amazon Craton and their equivalents in the La Plata Craton

| OROGÊNESE | CRÁTON | | | | | |
|-----------|---|--|--|--|---|--|
| | AMAZONAS | | | LA PLATA | | |
| | ÁREA-TIPO ¹ | BLOCO BACAJÁ ² | AMAPÁ | TANDIL ⁶ | URUGUAY | RS-SC |
| 4 | 2011 (Ourém) | | | | | 2006 (Camboriú) ¹⁰ 2008 (Itapema) ¹³ |
| 3 | 2060-2086 (Japiim, Jonasa, Traquateua) | 2076 (Novo Repartimento) ⁷ 2086 (MO36) | 2059 (Calçoene) ⁴ | 2073 (Chacofy) | 2054 (Soca) ⁹ 2065 (Rivera) ⁹ 2065 (Isla Mala) ⁸ | 2054 (Encantadas) ¹⁴ 2078 (Dom Feliciano) ¹² |
| 2 | 2130 (Maracaçumé) 2148 (Itamoari) 2159 (Cantão) 2160 (Gurupi) 2165 (Tromai) | 2115 (TF45) 2182 (MO32) | 2140 (Carecuru) ⁵ 2146 (Urucu, Urucupatá) 2160 (Paru-Maratiá) | 2166 (R30 Monzogranite) 2183 (R30 Tonalite) | 2143 (Rivera) ⁹ 2145 (Paso Severino) ⁹ | 2155 (Brusque) ¹³ 2162 (Miséria) ¹³ 2167 (Anfibolito) ¹⁰ 2168 (Granulito) ¹¹ 2180 (Águas Mornas) ¹⁰ |
| 1 | 2240 (Aurizona) | | 2264 (Vila Nova) ³ | 2234 (Calvário) | | 2201 (Presidente Nereu) ¹⁰ 2256 (Encantadas) ¹⁴ |

1=Klein e Moura (2001); 2=este trabalho; 3=McReath e Faraco (1997); 4=Lafon *et al.* (2001); 5=Costa *et al.* (2001); 6=Hartmann *et al.* (2002b); 7=Macambira *et al.* (2001); 8=Hartmann *et al.* (2000b); 9=Santos *et al.* (2002a); 10=Silva *et al.* (2000); 11=Hartmann *et al.* (2000c); 12=Leite *et al.* (2000); 13=Hartmann *et al.* (2002a); 14=Hartmann *et al.* (2000a)

orogênese do Ciclo Transamazonas mantém características de geração de crosta juvenil, com rochas típicas de terreno tipo arco de ilhas (subducção de crosta oceânica), como nos complexos Encantadas (Rio Grande do Sul; Silva *et al.* 2000) e Presidente Nereu (Santa Catarina); em tonalitos de Tandil, na Argentina (Hartmann *et al.* 2002b); e em parte do terreno granitóide-*greenstone* Vila Nova (McReath e Faraco, 1997).

A segunda orogênese (2,18–2,11 Ga) também é dominada por terrenos juvenis e formação da associação granitóide-*greenstone* (tipo Paramaca–GF, Pastora–VE, Mazaruni–GU, etc.), porém associados à aglutinação de granitóides calcialcalinos gerados em arcos magmáticos continentais (sintectônicos e tarditectônicos). A terceira fase orogênica (2,09–2,05 Ga) é marcada por predomínio de arcos magmáticos continentais representados por granitóides predominantemente tarditectônicos a pós-tectônicos e por granitóides com participação de protólito sedimentar (peraluminosos, tipo S). A última fase (2,01–2,00 Ga) é caracterizada por plutonismo menos intenso, geração de granitóides pós-tectônicos calcialcalinos a alcalinos, geração de abundantes fluidos hidrotermais, como na Guiana (Norcross *et al.* 2000) ou por metamorfismo de alto grau, como em áreas do Cráton La Plata.

A Distribuição Geográfica da Província

O Limite com a Província Carajás

A presença de rochas arqueanas no sul do Amapá detectadas por Lafon *et al.* (1998) levou Santos *et al.* (2000) a estender para o norte a Província arqueana de Carajás. Nessa região, denominada de Domínio Bacajá, onde se encontram exemplos clássicos do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), Macambira *et al.* (2001) recentemente registraram a presença de tonalito com idade Pb-Pb em zircão de 2076 ± 6 Ma (Novo Repartimento). Na mesma época trabalhos de campo e de laboratório do Projeto GIS do Brasil encontraram extenso terreno tipo TTG no Domínio Bacajá, entre o rio Xingu e Marabá, ao longo da BR230 e em estradas vicinais. Quatro amostras desse terreno foram datadas por U-Pb SHRIMP em zircão e as quatro idades obtidas são paleoproterozóicas, entre 2086 ± 5 Ma e 2313 ± 10 Ma. Entre essas estão o monzogranito Belo Monte (MO36) com 2086 ± 6 Ma (Fig. IV.6) e o tonalito Brasil Novo (MO32) com 2182 ± 6 Ma (Fig. IV.7). A existência de terrenos tipo TTG com idade paleoproterozóica faz que o Domínio Bacajá seja desmembrado da Província Carajás e novamente associado à Província Transamazonas, como anteriormente considerado por Tassinari *et al.* (1996). Todavia, a zona limítrofe entre as províncias Carajás e Transamazonas ainda é uma das áreas menos conhecidas do Cráton Amazonas.

A Faixa de Cisalhamento Guiana Central

Existe uma faixa com maior concentração de zonas de cisalhamento na parte norte do cráton (Escudo das Guianas), a qual tem sido chamada de “Cinturão Granulítico da Guiana Central” (Tassinari, 1996), Cinturão Guiana Central (Fraga *et al.* 1998), Faixa Guiana Central (Fraga *et al.* 1997) ou Faixa K’Mudku (Barron, 1966; Santos *et al.* 2000). Essa faixa se dispõe segundo N50°E e se estende desde a região do alto rio Negro, na fronteira com a Colômbia, até a cobertura costeira de Guiana e Suriname, afetando rochas das Províncias Rio Negro, Tapajós–Parima e Transamazonas. Por incluir rochas de alto grau e devido a comparações com Imataca, na Venezuela, tem sido considerada antiga, até mesmo arqueana (Bellizzia, 1974; Cordani *et al.* 1979; Lima *et al.* 1982), o que foi descartado por Priem *et al.* (1978). Foi incluída na Província Transamazonas como uma ramificação dela por Teixeira *et al.* (1989) e Tassinari (1996). Todavia, como o cisalhamento K’Mudku (“K’Mudku Mylonitic Episode”; Barron, 1966) afeta rochas com 1,80 Ga (Complexo Cauaburi da Província Rio Negro; Santos *et al.* 2000) e com 1,54 Ga (Granito Mucajá do Domínio Parima; Gaudette *et al.* 1996), deve ter a idade máxima mesoproterozóica. Com base nesse fato e em estudo de imagens de satélite, onde é evidente que a estruturação NE da faixa K’Mudku é posterior e corta a estruturação WNW da faixa orogênica Transamazônica, Santos *et al.* (2000) abstraíram a referida ramificação da Província Transamazonas. Posteriormente, datações Ar-Ar em micas mostraram que a principal fase de metamorfismo da faixa K’Mudku tem em torno de 1,33 Ga (Santos *et al.* 2003b), ou seja, a deformação NE K’Mudku pode ser bem posterior e discordante da orogênese que produziu o metamorfismo de alto grau. Gaudette *et al.* (1996) demonstraram que o embasamento da Faixa K’Mudku em Roraima tem 1940 Ma (Gnaiss Tracajá) e, mais recentemente, diversas rochas presentes na Faixa K’Mudku têm sido datadas por U-Pb e Pb-Pb em zircão e todas elas são mais jovens que as últimas manifestações transamazônicas (2,00–2,01 Ga), ou seja, todas são pós-transamazônicas. Entre essas, o kinzigito Taiano (amostra JOSP1b, metamorfismo em 1969 Ma), o gnaiss de alto grau Barauana (amostra SR6, 1938 ± 12 Ma), o milonito Vilhena (amostra CA47, 1932 ± 8 Ma) e o gnaiss Mucajá (amostra MF6, 1938 ± 7 Ma). Os dados disponíveis permitem considerar que não são conhecidas rochas transamazônicas no Estado de Roraima. A maior parte das rochas afetadas pela deformação K’Mudku faz parte da Província Tapajós–Parima, como será visto na Tab. IV.12.

Inliers Arqueanos

Evidências da presença de blocos arqueanos ou de crosta arqueana retrabalhada na porção sudeste da Província Transamazonas foram constatadas por Lafon *et al.* (1998, 2000)

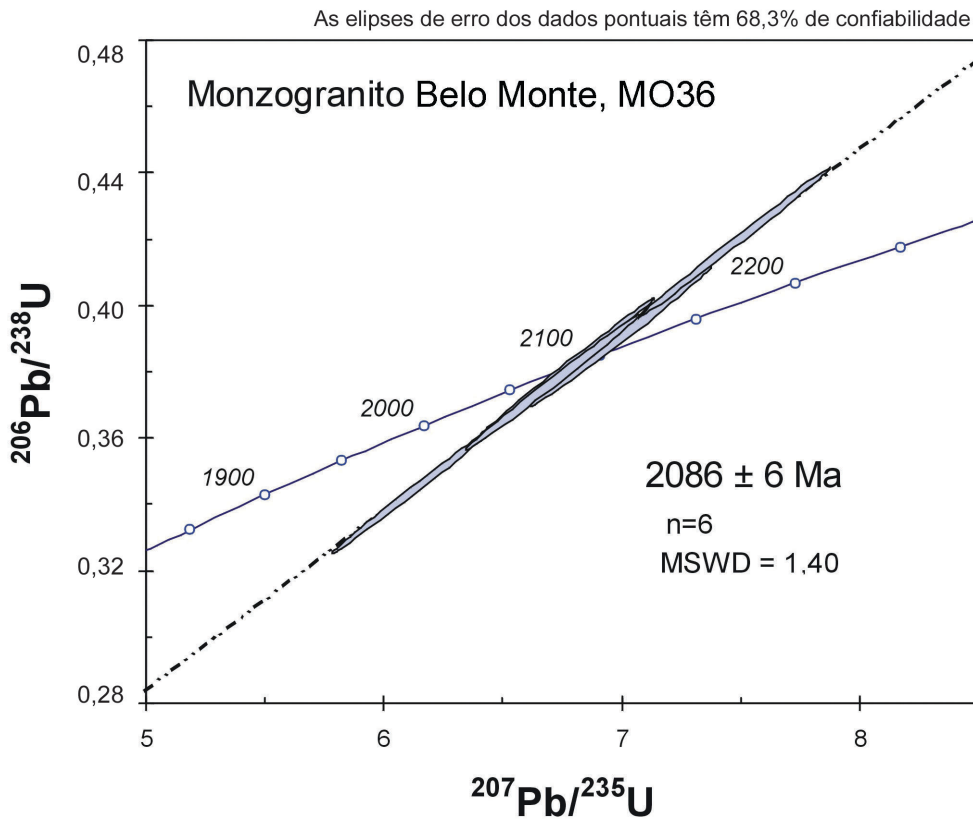


Figura IV.6 – Diagrama de concórdia com idade U-Pb transamazônica tardia (orogênesse 3) em zircão do Monzogranito Belo Monte do Domínio Bacajá (MO36)

Figure IV.6 – Concordia plot displaying late-Trans-Amazonian (third orogeny) zircon U-Pb age of Belo Monte Monzogranite of Bacajá Domain (MO36)

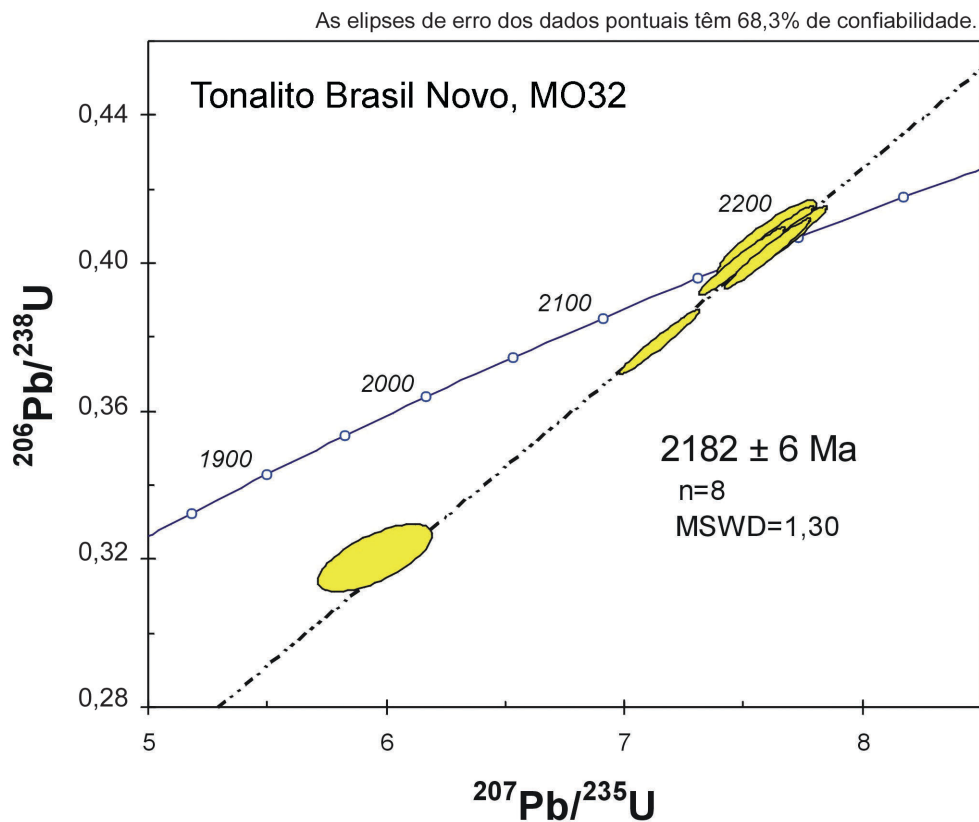


Figura IV.7 – Diagrama de concórdia com idade U-Pb transamazônica (orogênesse 2) em zircão do Tonalito Brasil Novo do Domínio Bacajá (MO32)

Figure IV.7 – Concordia plot displaying Trans-Amazonian (second orogeny) zircon U-Pb age of Brasil Novo Tonalite of Bacajá Domain (MO32)

nas regiões de Cupixi e Tartarugal Grande, no Amapá. Apesar de serem conhecidas algumas evidências de *inliers* de crosta arqueana no Amapá, essas ocorrências não estão mapeadas, o que impossibilita determinar sua real extensão. Idades arqueanas estão presentes no Tonalito Cupixi (2,85 Ga, Pb-Pb em zircão; Avelar *et al.* 2001); em zircão herdado (2,61–2,56 Ga) do granitóide paleoproterozóico (2,10 Ga) Tartarugal Grande (Lafon *et al.* 2000) e em zircão detrítico do quartzito Camopi (fronteira Amapá–Guiana Francesa), estes com idades entre 3,19 e 2,73 Ga (Lafon *et al.* 1998). Na região a leste do rio Xingu, ao longo da rodovia Transamazônica, alguns granitóides paleoproterozóicos mostram derivação de crosta arqueana, como o Tonalito Brasil Novo, amostra MO32, com zircões herdados de 2491 ± 7 Ma.

Portanto, até que se disponha de mapeamento mostrando a distribuição das rochas arqueanas no âmbito da Província Transamazônicas (resultados do projeto Reserva Nacional de Cobre da CPRM), elas são tratadas em conjunto nessa província.

Província Tapajós–Parima

Introdução

Desde Amaral (1974), a região do Tapajós foi incluída na Província Amazônia Central (Arqueano), da qual foi individualizada somente em 1996 por Tassinari (1996) que, com base essencialmente em dados Rb-Sr, a chamou de “Província Ventuari–Tapajós” formada entre 1,90 e 1,80 Ga e constituída por um arco magmático. A obtenção de dados isotópicos mais robustos (U-Pb) por Santos *et al.* (1997a) mostrou que a província é mais antiga que 1,90–1,80 Ga, tendo sido gerada entre 2,10 e 1,87 Ga. Com isso, a correlação do Domínio Tapajós com a região de Ventuari na Venezuela ficou comprometida, pois assomaram muitas dissimilaridades geológicas, isotópicas, estruturais e metalogenéticas entre as duas regiões. A mais importante é a de que o embasamento Tapajós é 250 a 290 Ma mais antigo que o embasamento Ventuari, com base em dados U-Pb de Gaudette e Olszewski (1985). As rochas mais antigas de Ventuari têm idades entre 1840 e 1790 Ma, todas elas mais jovens que as rochas mais jovens da orogênese Tapajós ($> 1,87$ Ga). Apesar dessas idades, Geraldès *et al.* (2001) consideram-na fazendo parte de um núcleo arqueano. Santos *et al.* (2000) mostraram que a região Ventuari faz parte da Província Rio Negro da qual não se distingue em relação aos dados U-Pb e Sm-Nd disponíveis (Santos *et al.* 2000; Gaudette e Olszewski, 1985).

A faixa orogênica Tapajós–Parima (Lima, 1998) constitui uma das principais províncias do cráton e é bordejada a oeste por províncias paleoproterozóicas mais jovens que foram

acretadas ao cráton entre 1,85–1,70 Ga (províncias Rio Negro e Rondônia–Juruaena, Fig. IV.3). A faixa orogênica Tapajós–Parima representa nova crosta adicionada ao núcleo do cráton, a Província Amazônia Central (Arqueano), durante parte do Paleoproterozóico (2,10 a 1,87 Ga; Santos *et al.* 2000).

A Evolução da Faixa Orográfica

Recentes trabalhos de mapeamento da CPRM (Almeida *et al.* 2000; Bahia e Quadros, 2000; Klein e Vasquez, 2000) e de geocronologia (Santos *et al.* 1997a, 2000, 2001b, 2002b) possibilitaram a montagem de quadro evolutivo detalhado para o Domínio Tapajós (Fig. IV.8), com base em dados de campo e geocronológicos por U-Pb.

As idades U-Pb em torno de 2,10 Ga obtidas em zircão detrítico do Turbidito Sai-Cinza do Grupo Jacareacanga (Santos *et al.* 1997a) foram tentativamente relacionadas com magmatismo oceânico primordial (Santos *et al.* 2001b), cujos representantes são metabasaltos imbricados no Grupo Jacareacanga e ainda não-datados. Sedimentação de retroarco e fossa oceânica ocorreu entre 2,10–2,01 Ga (Sai-Cinza), sendo mais jovem que os metabasaltos oceânicos e mais antigos ou contemporâneos em parte ao primeiro arco magmático (Complexo Cuiú-Cuiú), que foi gerado entre 2,03–2,00 Ga. Esse arco corresponde a um arco de ilhas, cujos remanescentes são predominantemente metatonalitos e metabasaltos. O segundo arco calcialcalino, designado Creporizão e gerado entre 1980–1950 Ma, já mostra incorporação de crosta continental, sendo composto basicamente por monzogranitos e andesitos. Esses dois primeiros arcos constituem a Orogrênese Mundurucus. Após um hiato de 40–60 m.a., outra orogênese foi desenvolvida, inicialmente pelo desenvolvimento de outro arco de ilhas primitivo, que foi acretado ao continente entre 1900 e 1890 Ma (Arco Tropas), composto por tonalitos, basaltos e andesitos. Esse foi seguido por outro arco continental, denominado Parauari e caracterizado por monzogranitos e rochas vulcânicas félsicas (1879–1883 Ma). É comum nos arcos Tropas e Parauari a presença de sedimentação intra-arco, como as formações Abacaxis (siltito) e Sequeiro (gravaca e quartzito-gravaca). Uma assembléia vulcano-plutônica de rochas intracratônicas (Suíte Maloquinha e Grupo Iriri) foi formada entre 1,87 e 1,86 Ga. As principais mineralizações de ouro são posteriores aos granitos da Suíte Maloquinha e suas idades, determinadas por Ar-Ar e Pb-Pb, situam-se em torno de 1860–1865 Ma (Santos *et al.* 2001b).

Sedimentação continental fluvial do Grupo Buiçu tem sua idade máxima estabelecida por zircão detrítico com 1879 ± 12 Ma e sua idade mínima determinada pela idade dos *sills* e diques máficos tholeiíticos Crepori (1780 ± 9 Ma). Essa sedimentação apresenta muitas analogias com o Supergrupo Roraima do Domínio Parima. Temporalmente associados ao

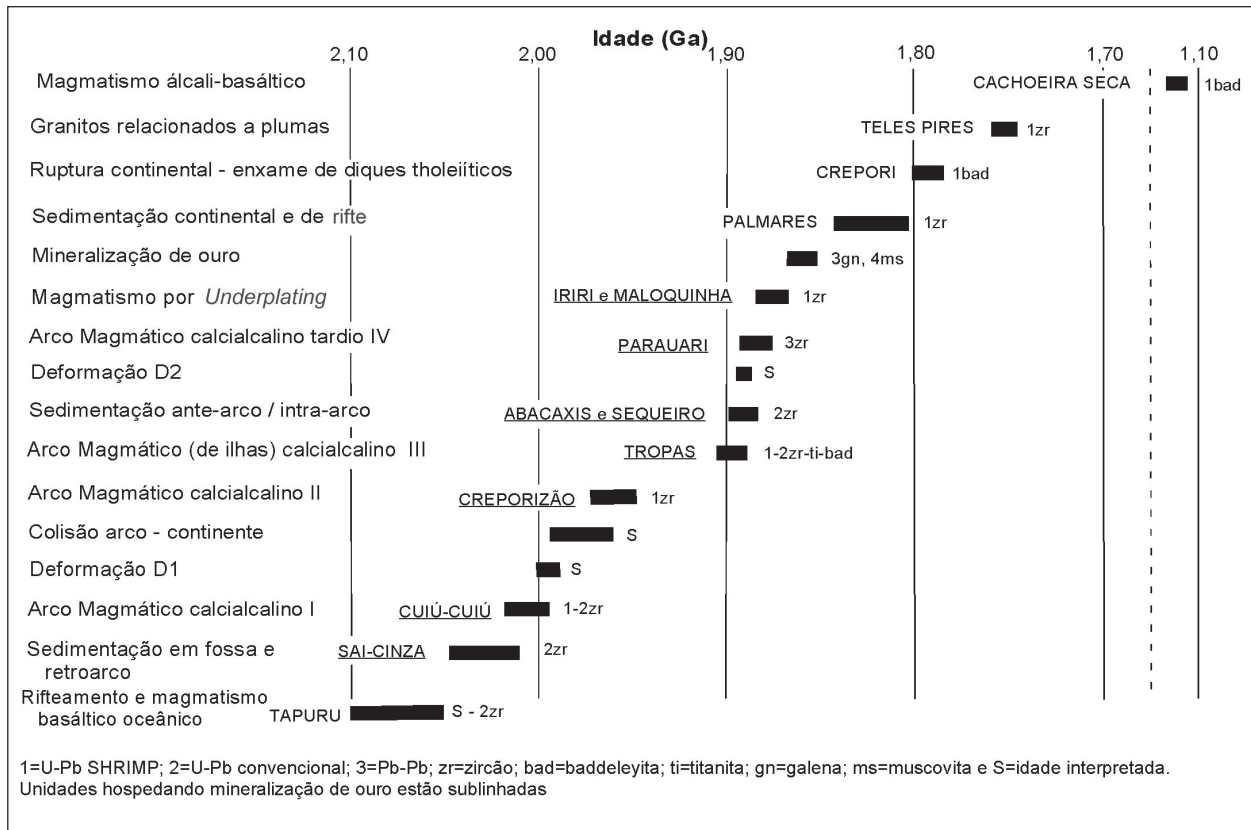


Figura IV.8 – Quadro evolutivo para o Domínio Tapajós, com base em dados geocronológicos, adaptado de Santos *et al.* (2001)

Figure IV.8 – Evolution of Tapajós Domain based on U-Pb geochronology. Adapted from Santos *et al.* (2001).

magmatismo Crepori ocorrem granitos de suíte rapakivi, como o Granito Porquinho, correlato da Suíte Teles Pires do norte do Mato Grosso (1,78–1,76 Ga).

No Domínio Tapajós observa-se zonação geral da faixa orogênica, desde os metabasaltos e metaturbiditos a oeste até as rochas cratônicas a leste, como segue: a) metabasaltos; b) turbiditos; c) primeiro arco magmático; d) segundo arco magmático; e) rochas sedimentares de intra-arco; f) terceiro e quarto arco magmático; e g) magmatismo pós-tectônico.

Correlações entre os Domínios

Numerosas similaridades estruturais, geocronológicas e metalogenéticas com o setor oriental da região de Alta Floresta–Peixoto de Azevedo no norte de Mato Grosso e com o setor ocidental de Roraima (serra Parima) levaram Santos *et al.* (2000) a incluírem os três domínios na mesma faixa orogênica, designada Faixa Orográfica Tapajós–Parima. Essa faixa tem 1.900 km de extensão e 180 a 280 km de largura, e a partir de 2001 passou a incluir um quarto domínio na região nordeste do Amazonas e sudeste de Roraima, o Domínio Uaimiri, em grande parte situado na reserva indígena Uaimiri–

Atroari (Santos *et al.* 2001b). Esses quatro domínios estão separados entre si por bacias sedimentares ou pela faixa de cisalhamento K'Mudku (Fig. IV.9). Apesar da escassez de dados geológicos nos domínios Parima e Peixoto de Azevedo, os quatro domínios mostram as mesmas feições gerais, tais como: a) evolução geológica entre 2030–1870 Ma (Período Orosiriano do Paleoproterozóico); b) *trend* tectônico noroeste, com σ_1 do campo de *stress* orogênico em *ca.* 250°–230°; c) presença dominante de rochas vulcano-plutônicas calcialcalinas geradas em sucessões de arcos magmáticos, com presença menor de rochas metassedimentares; e d) comparável metalogenia aurífera.

Apesar da escassez de dados geocronológicos na região de Alta Floresta e Peixoto de Azevedo, algumas correlações dessa região com o Domínio Tapajós têm sido propostas. Santos e Reis Neto (1982) consideraram o Granito Juruena da região de Alta Floresta como comparável em geoquímica e idade com granitos da Suíte Parauari da região do Tapajós. Trabalhos do Projeto Alta Floresta (CPRM) identificaram na sua porção oriental terrenos similares aos do Tapajós (Valente, 1998), com unidades equivalentes ao Grupo Jacareacanga (Minas Fabinho e Domingos) e ao Complexo Cuiú-Cuiú, este como enclaves de gnaiss tonalítico em monzogranitos tipo

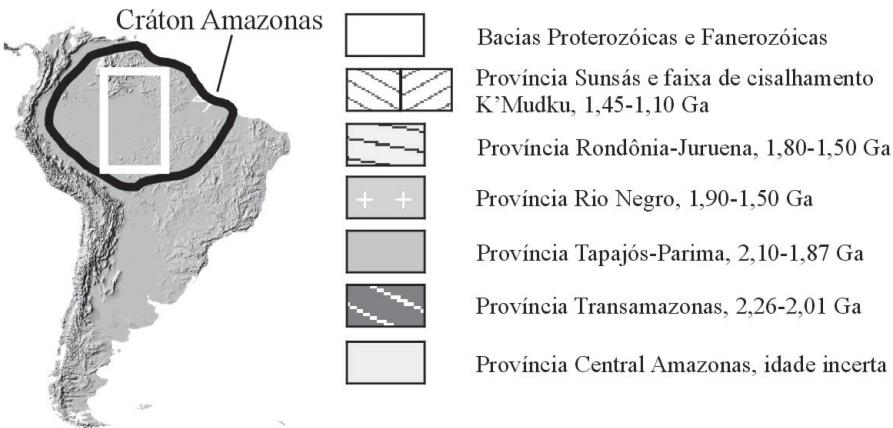
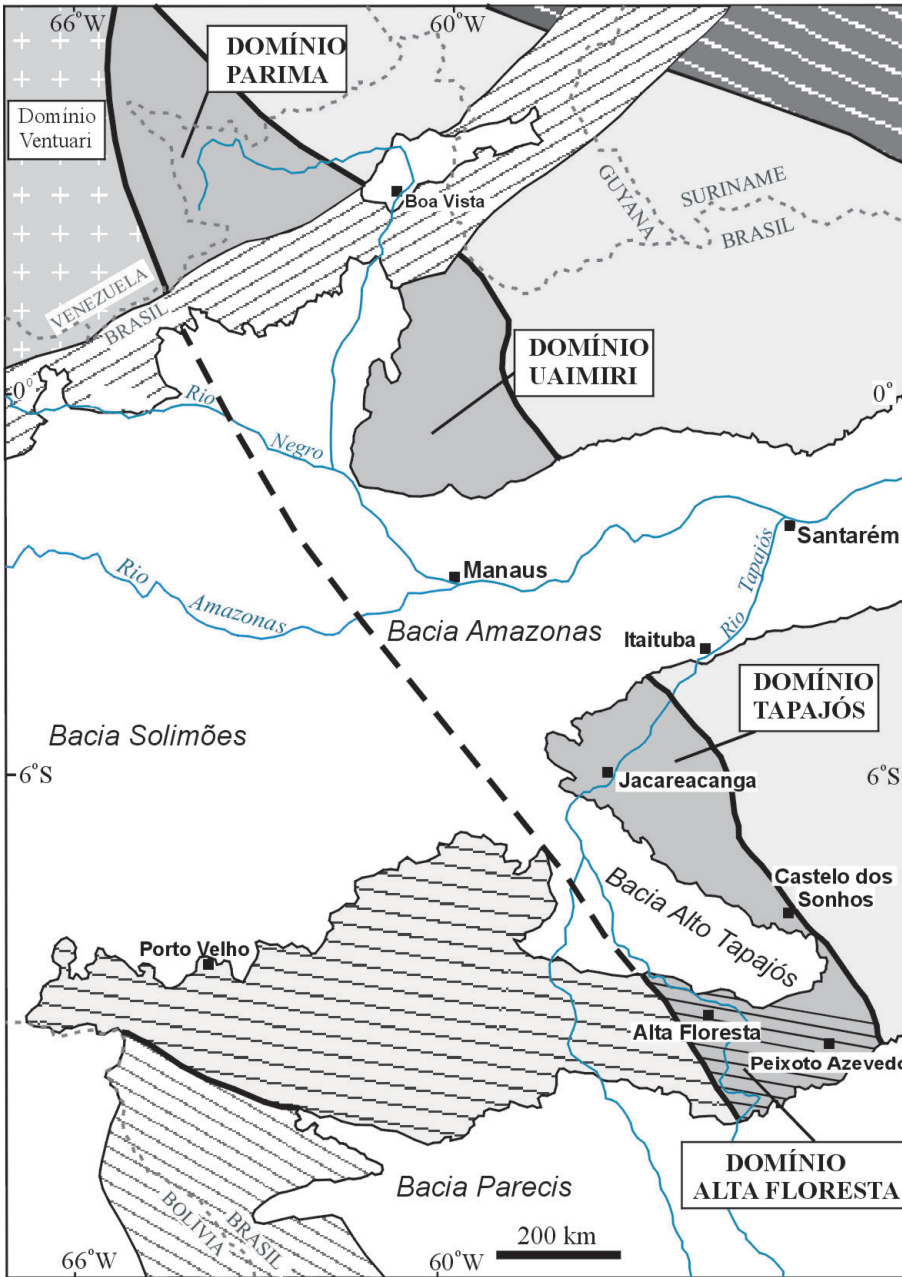


Figura IV.9 – Os quatro domínios da Província Tapajós-Parima

Figure IV.9 – Four domains of the Tapajós-Parima Province

Creporizão ou Parauari. Amostra de gnaiss (CC2) do Complexo Cuiú-Cuiú próxima a Matupá apresenta idade de 1992 ± 7 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão; M. Pimentel, comunicação escrita, 2002), enquanto o Granito Matupá mostra quimismo e idade (1872 ± 12 Ma; Pb-Pb por evaporação) equivalente ao Granito Parauari do Domínio Tapajós (Moura *et al.* 1997). Todavia, zircão de outra amostra (F1011) desse batólito possui idade U-Pb em zircão de 1894 ± 6 (JICA, 2000), o que indica que o Granito Matupá pode ser composto por intrusões distintas no tempo, umas correlacionáveis com a Suíte Parauari e outras com a Suíte Tropas.

As correlações mais consolidadas são estabelecidas com os domínios Uaimiri e Parima, com base em recentes mapeamentos, com os projetos Caracarái (CPRM, 2000) e Roraima Central (CPRM, 1999) e principalmente em análises geocronológicas recentes e em andamento (Tab. IV.11). A correlação entre Tapajós e Uaimiri é quase completa, havendo correspondência cronológica e genética entre quase todas as unidades dos dois domínios. Já as correlações com o Domínio Parima são parciais, principalmente porque muitas unidades importantes desse domínio não estão ainda datadas, como o Complexo Urariquera.

A unidade turbidítica Jacareacanga é correlacionável às unidades Uai-Uai (Domínio Uaimiri) e Cauarane (Domínio Parima), sendo que os pelitos Cauarane estão metamorfisados em grau mais alto, formando até kinzigitos e gerando pequenos corpos de granitos tipo S. O primeiro arco de ilhas Cuiú-Cuiú corresponde ao arco Anauá do Domínio Parima, do qual se conhece idade U-Pb em zircão de 2028 ± 9 Ma (Faria *et al.* 2002). Possíveis equivalentes a noroeste em Roraima são tonalitos e metabasaltos da Suíte Urariquera, não-datados.

Equivalentes da Suíte Creporizão no Domínio Parima correspondem ao Grupo Surumu e aos granitóides da Suíte Pedra Pintada (Fraga *et al.* 1996) datados em 1956 ± 5 Ma (PG30, este trabalho). As rochas vulcânicas Surumu foram datadas por Schobbenhaus *et al.* (1994) em 1966 ± 9 Ma (U-Pb convencional em zircão) e por Santos *et al.* (2003b) em 1984 ± 9 Ma (RG34; U-Pb SHRIMP). Tanto os plutônicos (tipo Pedra Pintada) como os vulcanitos (tipo Surumu) apresentam analogias com associação de arco tipo andino e são reinterpretadas como pré-collisionais em lugar de pós-collisionais (Fraga *et al.* 1996).

Outro exemplo de rocha formada nessa época é o metandesito Prainha do Grupo Parima, com 1949 ± 6 Ma (J02). Rocha metamórfica desse grupo, o metarenito Jeremias (LM6) apresenta uma população de zircão detrítico com 1971 ± 9 Ma, o que mostra importante contribuição de rochas do arco Creporizão em sua deposição. Esse valor é compatível com uma idade em torno de 20 m.a. mais jovem para o grupo conforme a idade de J02 (1949 ± 6 Ma). Essas duas idades mostram que, ao contrário do que era considerado previamente (Pinheiro *et al.* 1981; Fraga *et al.* 1998), o Grupo Parima foi

formado depois do encerramento do Ciclo Orogênico Transamazonas (ca. 2,01 Ga). Não se associa com esse ciclo, mas sim com o Ciclo Orogênico Tapajós-Parima. Outro ponto a considerar é que o Grupo Parima é mais jovem que o Grupo Surumu, também motivando a revisão de conceito anterior onde essa relação era invertida.

As rochas metassedimentares de alto grau reunidas na unidade Taiano foram consideradas como tendo idade transamazônica (2223 ± 17 Ma; Gaudette *et al.* 1996) por alguns autores (Fraga *et al.* 1998; Reis e Fraga, 1998), mas deve-se reafirmar que essa idade, aqui recalculada para $2229,3 \pm 8,5$ Ma, representa a idade de apenas uma das diversas populações de zircão detrítico presentes na amostra. Essa idade é apenas a idade de uma das fontes da sedimentação Taiano, que mostra então contribuição de detritos transamazônicos (orogênese I desse ciclo). A mesma rocha estudada por Gaudette *et al.* (1996) foi reamostrada (JOSP1a) e estudada por meio de SHRIMP. Foi encontrada herança transamazônica, porém mais jovem, correspondendo à orogênese III desse ciclo (2074 ± 15 Ma; $n=3$). A idade em zircão corresponde a um metamorfismo de alto grau (zircão com baixa relação Th-U) em 1969 ± 4 Ma. Isso sugere que no extremo noroeste da faixa orogênica estão preservadas evidências de metamorfismo de alto grau e de maior participação de rochas sedimentares na evolução do Arco Creporizão.

No Domínio Uaimiri os representantes dessa fase são os granitóides da Suíte Igarapé Azul (1972 ± 7 Ma, amostra MF126; este trabalho – 1960 ± 21 Ma; Almeida *et al.* 1997; Pb-Pb evaporação em zircão), os quais mostram algumas fácies com características de granito tipo S ou de granitos gerados por fusão contaminada por rochas sedimentares (Almeida *et al.* 2002). Enquanto o período entre 1950 e 1930 Ma aparentemente representa um hiato nos domínios Uaimiri e Tapajós, diversos granitóides foram gerados nessa época no domínio Parima (Tab. IV.11). Entre esses o milonito Vilhena (CA47; 1932 ± 10 Ma; este trabalho) e o granito gnáissico da pedreira Mucajaí, que faz parte da Suíte Rio Urubu (Fraga *et al.* 1998) e apresenta idade de 1938 ± 9 Ma (MF6, este trabalho).

Exemplos de rochas da Orognese Tropas no Domínio Uaimiri são o Tonalito Dias (MF68, 1891 ± 7 Ma) e o riodacito Canoas (MS235; 1896 ± 7 Ma). Essa rocha vulcânica, assim como toda rocha vulcânica félsica a intermediária do domínio, era relacionada ao magmatismo Uatumã e considerada co-genética com a Suíte Mapuera (ca. 1870 Ma).

Rochas pós-orogênicas e correlacionáveis ao Grupo Iriri e à Suíte Maloquinha do Domínio Tapajós são comuns no Domínio Uaimiri (Grupo Iricoumé e Suíte Mapuera), mas são desconhecidas no Domínio Parima. O plutono-vulcanismo Mapuera (sienogranitos, ortoclásio granitos)/Iricoumé (rochas vulcânicas félsicas a intermediárias) do Domínio Uaimiri têm sido associadas com o Magmatismo Uatumã, com idades em

Tabela IV.11 Quadro correlativo entre três domínios da Província Tapajós-Parima
 Table IV.11 Chart comparing the three domains of the Tapajós-Parima Province

| EVENTO | FASE | DOMÍNIO TAPAJÓS | DOMÍNIO UAIMIRI | DOMÍNIO RORAIMA/ PARIMA |
|------------------------------|-----------------------------------|---|--|--|
| Magmatismo Rapakivi II | Plutonismo associado a plumas | | Abonari (?) | Surucucus, 1551 ¹² Mucajai, 1544 ⁹ Serra de Prata, 1556 ⁷ Repartimento, 1532 ¹² |
| Hiato de 220-250 m.a. | | | | |
| Ruptura continental | Magmatismo tholeiítico intraplaca | Crepori, 1780 ¹ | Quarenta Ilhas, 1788 ⁰ | Cipó, 1780 ³ Manga Brava, 1785 ³ |
| Magmatismo Rapakivi I | Plutonismo associado a plumas | Porquinho, 1783 ¹ | Moderna, 1814 ⁴ Madeira, 1814 ⁰⁻¹¹ , 1795 ⁰⁻¹⁰ 1820 ± 1 ¹³ Europa, 1829 ± 1 ¹³ | |
| Hiato de 45-85 m.a. | | | | |
| Cobertura de plataforma | Bacia de <i>foreland</i> | Palmares >1780; <1879 ¹ | Urupi | Roraima, 1875 ³ |
| Magmatismo Uatumã | Plutonismo intraplaca | Maloquinha, 1864-1874 ¹ | Mapuera, 1865-1871 ⁰ Abonari, 1871 ± 5 ⁰ Jaburu, 1873 ⁶ Alalaú, 1876 ± 4 ⁰ Meretxa, 1869 ± 10 ⁰ | Vilhena, 1879 ± 4 ⁰ (M) Mucajai, 1874 ± 8 ⁰ (M) |
| | Vulcanismo intraplaca | Iriri, 1870 ¹ | Iricoumé I, 1869 ¹⁰ | |
| Orogênese Tropas | Arco vulcano-plutônico IV | Parauari, 1879-1883 ¹⁻² | Uaimiri, 1880, 1882 ⁰ "Iricoumé", 1888 ± 3 ¹³ | |
| | Arco vulcano-plutônico III | Tropas, 1895-1898 ¹⁻² | Dias, 1891 ⁰ Iricoumé II, 1896 ⁰ Água Branca, 1892 | |
| Hiato de 35-60 m.a. | | | | |
| Orogênese Mundurucus | Arco vulcano-plutônico IIB | | | Vilhena, 1932 ⁰ "Barauana", 1938 ⁰ Rio Urubu, 1940 ⁸⁻⁹ Prainha, 1949 ⁰ |
| | Arco vulcano-plutônico IIA | CrepORIZÃO, 1957-1974* | Igarapé Azul, 1972 | Taiano, 1969 ⁰ Surumu, 1984 ³ , 1977 ¹¹ Pedra Pintada, 1989 ⁷⁻⁰ |
| | Hiato de 20-40 m.a. | | | |
| | Arco vulcano-plutônico I | Cuiú-Cuiú, 2033-1995 ¹ Jacareacanga, <2011 ¹⁻² | Anauá, 2028 ⁵ Uai-Uai | Cauarane, <2038 ⁰ |
| Crosta pré-Tapajós | Magmatismo de crosta oceânica | Zircões herdados 2063-2098 ¹⁻² | | Zircões herdados 2093 ⁰ |

Referências para as idades: ⁰Este trabalho; ¹Santos *et al.* (2001b); ²Santos *et al.* (2000); ³Santos *et al.* (2002c); ⁴Santos *et al.* (1997b); ⁵Faria *et al.* (2002); ⁶Santos *et al.* (2001a); ⁷Fraga *et al.* (1997); ⁸Almeida *et al.* (1997); ⁹Gaudette *et al.* (1996); ¹⁰Lenharo (1998); ¹¹Schobbenhaus *et al.* (1994); ¹²Santos *et al.* (1999); ¹³Costi *et al.* (2001).

(M) = idade de metamorfismo

torno de 1,87 Ga e correlacionáveis com o binômio Iriri–Maloquinha do Domínio Tapajós. Efetivamente, grande parte das rochas pós-orogênicas do Domínio Uaimiri apresenta idades dessa ordem, como o riódacito tipo Iricoumé 14 de novembro, com 1869 ± 13 Ma (*apud* Schobbenhaus *et al.* 1994) e dois batólitos ao norte do rio Alalaú, com 1876 ± 4 Ma (J08), 1871 ± 11 Ma (J05) e 1869 ± 10 Ma (MF17), os quais são representantes do plutonismo Mapuera. O Charnockito Jaburu (Santos *et al.* 2001a) também faz parte da Suíte Mapuera, como indicado pela idade de 1873 ± 6 Ma (Santos *et al.* 2001a), assim como o Granito Madeira da mina Pitinga, com 1865 ± 15 Ma (este trabalho). Valores semelhantes foram encontrados nesse granito por Lenharo (2001), na fácies biotita granito (1864 ± 13 Ma e 1861 ± 20 Ma).

O Granito Abonari com idade isocrônica Rb-Sr em rocha total de 1530 Ma (Santos e Reis Neto, 1982) foi entendido durante mais de duas décadas como representante de um magmatismo pós-Mapuera, correlacionável aos granitos tipo Surucucus (Roraima) e Parguaza (Venezuela). Todavia, em sua área-tipo, esse granito apresenta uma idade correlacionável à idade da Suíte Mapuera, ou seja, 1871 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP, este trabalho).

Outra característica do Domínio Uaimiri é uma granitogênese pós-Mapuera (e pré-Teles Pires), com idades entre 1830 e 1800 Ma. Essa granitogênese é denominada Moderna, em referência ao primeiro corpo identificado desse evento, com 1814 ± 9 Ma (Santos *et al.* 1997b). As fácies apograníticas e as mineralizações do Granito Madeira na mina Pitinga apresentam idades U-Pb SHRIMP tipo Moderna, como encontrado por Lenharo (1998) nas fácies topázio granito (1815 ± 5 Ma), biotita granito (1810 ± 6 Ma) e albita granito (1794 ± 19 Ma). Esses valores estão na mesma faixa de incerteza de 29 idades obtidas por Costi *et al.* (2001) por Pb-Pb (evaporação em zircão), que se situam entre 1828 ± 5 Ma e 1794 ± 10 Ma. Outro corpo granítico da região, circular e riebeckítico, chamado Europa, apresenta idade Pb-Pb de 1829 ± 1 Ma (Costi *et al.* 2001), um pouco mais antigo que as idades tipo Moderna. Columbita do granito Madeira apresenta idade U-Pb SHRIMP de 1805 ± 19 Ma (Santos, dados inéditos), indicando que a mineralização da mina Pitinga é pós-Mapuera, podendo estar associada temporalmente ao segundo magmatismo intraplaca da região (Moderna).

Muitas das rochas do Domínio Parima, relacionadas às suítes Pedra Pintada (1990–1965 Ma) e Rio Urubu (1950–1930 Ma), apresentam cristais de zircão com bordas recristalizadas em ambiente metamórfico, o que é deduzido das baixas relações Th-U e pela ausência de zonação. São os casos do milonito Vilhena (CA47, 1932 ± 10 Ma) e Gnaiss Mucajá (1938 \pm 9 Ma), cujas bordas metamórficas em zircão têm 1879 ± 4 Ma (CA47) e 1874 ± 8 Ma (MF6). Esse fato leva à hipótese de que no setor mais noroeste da faixa orogênica a orogênese não foi seguida por uma suíte vulcano-plutônica (tipo Iri-

Maloquinha ou Iricoumé–Mapuera), mas sim por uma colisão acompanhada de metamorfismo de alto grau, capaz de recristalizar zircão. A suíte plutônica anorogênica presente no Domínio Parima é uma associação ARCG (anortosito–rapakivi–charnockito–gabro) formada no Calimiano (1560–1530 Ma) sem correspondência nos demais domínios da Província Tapajós–Parima. Essa associação inclui a Suíte Serra da Prata (charnockitóides), as suítes Surucucus e Mucajá (granitos rapakivi), o Anortosito Repartimento e Intrusões gabróicas tipo Tapuruquara. Guarda muitas analogias cronológicas e composicionais com as Suítes Serra Providência (rapakivis) e Jaru (charnockitóides) do Domínio Jamari em Rondônia.

O Limite Ocidental da Faixa Orográfica Tapajós–Parima

A escassez de rochas oceânicas preservadas no limite oeste da faixa orogênica pode ser explicada de duas maneiras: a) a maior parte da zona mais primitiva da província está recoberta pela Bacia Alto Tapajós–Cachimbo; ou b) a porção ocidental da faixa orogênica (e do Cráton Amazonas) foi removida durante uma fragmentação continental ocorrida por volta de 1780 Ma, como proposto por Santos *et al.* (2002a). Tal ruptura foi marcada por intenso magmatismo tholeiítico na margem preservada do cráton, representado por espessos *sills* de gabro e enxames de diques associados. Esse magmatismo, chamado Avanavero (Hebeda *et al.* 1973; Santos e D'Antona, 1984), tem representantes espalhados ao longo de uma zona com direção NNW desde Crepori (Tapajós; Bizinella *et al.* 1981), passando por Quarenta Ilhas (Uaimiri) até Roraima, Venezuela, Guiana e Suriname.

Província Rio Negro

Introdução

Esta província situa-se no setor noroeste do cráton, abrangendo no Brasil a maior parte da Bacia do Rio Negro, estendendo-se pelo SE da Colômbia (Guainia) e SW da Venezuela (bacias dos rios alto Orenoco, Ventuari e Cassiquiare) (Santos *et al.* 2000). É uma das regiões menos habitadas e conhecidas geologicamente do mundo, correspondente a quatro domínios, dois dos quais no Brasil, um na Venezuela (Ventuari) e outro na Colômbia (Guainia). No Brasil (Fig. IV.3) um está situado mais a noroeste (Domínio Alto Rio Negro), correspondendo à região conhecida como Cabeça-de-Cachorro, fazendo fronteira com Colômbia e Venezuela e outro, mais a leste, chamado de Domínio Imeri (região entre o rio Negro e Venezuela).

A principal distinção entre esses dois domínios é que o Domínio Imeri está muito mais afetado pelos cisalhamentos NE-SW K'Mudku (1,33 Ga), enquanto no Domínio Alto Rio Negro diferentes estruturas pré-K'Mudku estão preservadas. A província faz limite a leste com a faixa orogênica Tapajós-Parima (2,05–1,87 Ga) enquanto seus limites para oeste, sudoeste e noroeste com a faixa orogênica Sunsás (1,42–1,00 Ga) não estão bem estabelecidos devido à escassez de informações e devido à presença de extensiva cobertura sedimentar cenozóica que inclui isolados *inliers* de embasamento. A presença de diversos remanescentes de rochas grenvillianas é conhecida na Colômbia, não só na base da cordilheira oriental (Kroonenberg, 1982; Priem *et al.* 1989), como também muito próximos da fronteira com o Brasil, por meio das unidades vulcanossedimentares Piraparaná e Yaca-Yaca (Priem *et al.* 1982). De forma simplificada, a província é composta por quatro grupos principais de unidades: o embasamento do final do Paleoproterozóico, Estateriano (Cauaburi, *ca.* 1,80 Ga); granitóides de um primeiro arco continental (Suíte Marauiá, *ca.* 1,70 Ga); os granitóides mesoproterozóicos, calimianos (suítes Igarapé Reilau, Rio Içana, Marauiá, Uaupés, Tiquié e Marié-Mirim, 1,54–1,51 Ga); e os restos localizados de espessas seqüências de quartzitos e quartzo-arenitos, metamorfisados ou não, das unidades Tunuí, Neblina, Daraã e Aracá (1,70–1,33 Ga).

A Separação do Domínio Juruena da Província Rio Negro

As províncias Rio Negro e Juruena foram anteriormente interpretadas como fazendo parte de uma única província, a faixa móvel ou província Rio Negro–Juruena, com base em dados Rb-Sr e em aparentes semelhanças estruturais (Cordani *et al.* 1979, Tassinari *et al.* 1996). As isócronas de referência Rb-Sr em rocha total de ambas as regiões (Juruena e Rio Negro) efetivamente indicam idades semelhantes na faixa de 1,80–1,52 Ga, e ambas as regiões foram interpretadas como fazendo parte de uma faixa móvel com *trend* aproximadamente N40°W e conectadas por sob as bacias fanerozóicas (Teixeira *et al.* 1989; Fig. IV.1). Apesar da similaridade existente no sistema Rb-Sr, as duas áreas mostram geologia muito distinta, o que levou Santos *et al.* (2000) a separá-las como entidades geológicas e tectônicas distintas. Os novos dados U-Pb mostrados por Santos *et al.* (2000) e outros recentemente obtidos pela CPRM (neste trabalho), juntamente com o novo mapa geológico de Rondônia (Scandollara *et al.* 1996) e da região de Alta Floresta (Valente, 1998), mostram que as regiões Juruena e Rio Negro tiveram distintas evoluções durante o Paleo-Mesoproterozóico e podem não estar relacionadas. O *trend* estrutural dominante em Juruena é associado com eixos de dobramentos WNW a E–W que afetam seqüências

sedimentares e vulcanossedimentares (unidades Roosevelt, Beneficente e Teles Pires), o que é evidente em imagens LANDSAT (TM5) e nos novos mapas regionais (Scandollara *et al.* 1996; Valente, 1998). Esse *trend* predomina em ampla área, com comprimento em torno de 600 km, desde Peixoto Azevedo no Estado de Mato Grosso até o Estado de Rondônia. No Domínio Alto Rio Negro não existe um *trend* predominante e as faixas dobradas mostram eixos regionais variáveis como N70°W (Serra Padre), N30°E (Montanha Tunuí), N30°W (Serras Traíra), N10°E (Montanha Caparro–Maimachi), N–S e N45°W (Serra Onça–Caranacoa). Essa diversidade de direções pode indicar que as faixas de metassedimentos estão afetadas por batólitos graníticos de 1,52 Ga, como a Suíte Içana (Almeida *et al.* 1997b). Já no Domínio Imeri, a estruturação principal é N50°E, o que torna pouco provável uma conexão com a estruturação WNW da Província Juruena, situada 1.000–1.200 km para sudeste.

Isócronas Rb-Sr em rochas da Província Juruena fornecem idades comparáveis às idades das suítes graníticas Uaupés e Içana da Província Rio Negro. Dados anteriores correspondem às idades Rb-Sr de 1,56 Ga para a Formação Roosevelt e de 1,65 Ga para as rochas vulcânicas Teles Pires (Tassinari, 1996). As novas idades obtidas por U-Pb nas mesmas unidades Roosevelt (1740 Ma; Santos *et al.* 2000) e Teles Pires (1757 Ma; Santos *in* Lacerda *et al.* 2001; 1762 Ma, Neder *et al.* 2000) mostram que elas são aproximadamente 200–110 m.a. mais antigas que o considerado anteriormente, inviabilizando suas correlações com rochas da Província Rio Negro. Apesar disso, as idades U-Pb em rochas de embasamento de ambas as regiões situam-se em intervalos de tempos semelhantes (1,86–1,79 Ga).

Entre as principais desseleções geológicas entre Rio Negro e Juruena estão:

- a) As seqüências vulcanossedimentares são comuns no domínio Juruena e foram geradas antes de 1,70 Ga, enquanto no Domínio Rio Negro as faixas dobradas são exclusivamente sedimentares, continentais e mais jovens que 1,70 Ga (Grupo Tunuí); e
- b) O Domínio Rio Negro é composto essencialmente por granitóides colisionais, tipos I e S (Suítes Içana, Uaupés e Marauiá), que cobrem mais de 80% da área proterozóica exposta. No Domínio Juruena granitos rapakivi (Serra da Providência) e charnockitóides (Jarouuro Preto) são as rochas intrusivas dominantes, as quais são desconhecidas no Rio Negro.

O Limite Oriental da Província Rio Negro

As rochas mais antigas do ciclo orogênico Tapajós-Parima (Orogênese Mundurucus) têm idade entre 2033 e 1957 Ma, enquanto o embasamento da Província Rio Negro tem idade

por volta de 1,80 Ga, ou seja, é aproximadamente 150–230 m.a. mais jovem. A determinação das idades do embasamento é discriminante para caracterizar a presença de duas províncias. O limite oriental com a Província Tapajós–Parima foi situado por Santos *et al.* (2000) nas imediações da Serra Corrupira, com direção NW–SE, *grosso modo* entre os rios Demêni e Aracá. Dados recentes, deste trabalho, mostram que esse limite fica mais bem posicionado um pouco mais (80 km) a leste, passando pelo alto curso do rio Xeriuini. Duas amostras datadas do interflúvio Aracá–Demêni (Granito Corrupira, JO69 e Granito Cuieiras, JO-75; Fig. IV.10 e IV.11) mostram idades típicas das rochas da Província Rio Negro, o que levou a ampliar essa província para leste.

Embasamento

O Embasamento Rio Negro compreende rochas tonalítico-granodioríticas foliadas ou bandadas, agrupadas no Complexo Cauaburi, que são intrudidas pelos granitóides das Suítes Igarapé Reilau, Rio Içana, Marauíá, Uaupés, Tiquié, Marié-Mirim e Tapuruquara e recoberto por rochas (meta) sedimentares das Formações Neblina, Daraá e Aracá e do Grupo Tunuí. No Domínio Serra Imeri, Brito *et al.* (2000) incluem biotita-hornblenda granodioritos e monzogranitos, com raros tonalitos e enclaves quartzo-dioríticos, além de metagranitóides

e gnaisses com similar variação composicional e milonitos gerados sob condições de fácies xisto verde. A distribuição dessas rochas mais antigas ainda está mal estabelecida e mostrada de modo distinto em cada um dos mapas geológicos existentes sobre a região (Pinheiro *et al.* 1976; Lima e Pires, 1985; Dall'Agnoll e Macambira, 1992; Melo e Vilas Boas, 1993; e Sidder e Mendoza, 1995). Os granitóides colisionais tipo Uaupés (1,55 Ga) e Marauíá (1652 ± 57 , Rb-Sr), notadamente quando afetados pelos cisalhamentos K'Mudku (1,33 Ga), são de difícil distinção dos granitóides tipo Cauaburi, não tendo sido ainda estabelecidos critérios consistentes (estruturais e composicionais) para distinguir as rochas das duas unidades. Esse fato parece ser o responsável pelos conflitos nos mapas disponíveis acima citados, o que leva à consideração de que a distribuição do Embasamento Cauaburi ainda não está bem estabelecida em mapas.

O embasamento está bem exposto na Venezuela, na parte mais setentrional da Província Rio Negro. No Território Amazonas da Venezuela, Gaudette e Olszewski (1985) dataram diversas amostras de embasamento, incluindo o Gnaiss Macabana (1847 ± 65 Ma^z; 1823 ± 15 Ma^w), Gnaiss Minicea (1859 ± 47 Ma^z), Gnaiss Atabapo (1793 ± 98 Ma^w), Granito Cassiquiare (1783 ± 35 Ma^w) e Granito Padamo (1805 ± 60 Ma^w). (^w = isócrona Rb-Sr em rocha total; ^z = U-Pb em zircão, intercepto superior na concórdia). Compostos de zircão de duas outras amostras venezuelanas (amostras 6580–6085,

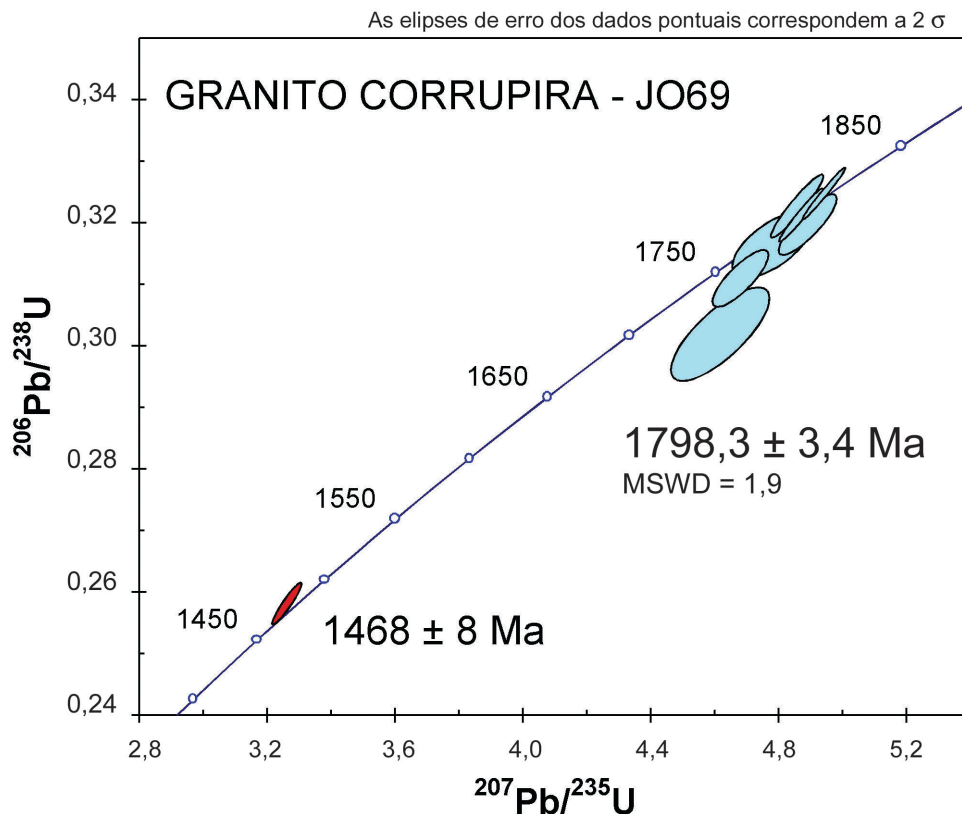


Figura IV.10 – Diagrama de concórdia com idades U-Pb em zircão do Granito Corrupira (JO69). Cristalização ígnea em 1798 ± 3 Ma e metamorfismo “Jauari” em 1468 ± 8 Ma

Figure IV.10 – Concordia plot of zircon U-Pb ages of Corrupira Granite (JO69). Igneous crystallization at 1798 ± 3 Ma and Jauari metamorphism at 1468 ± 8 Ma

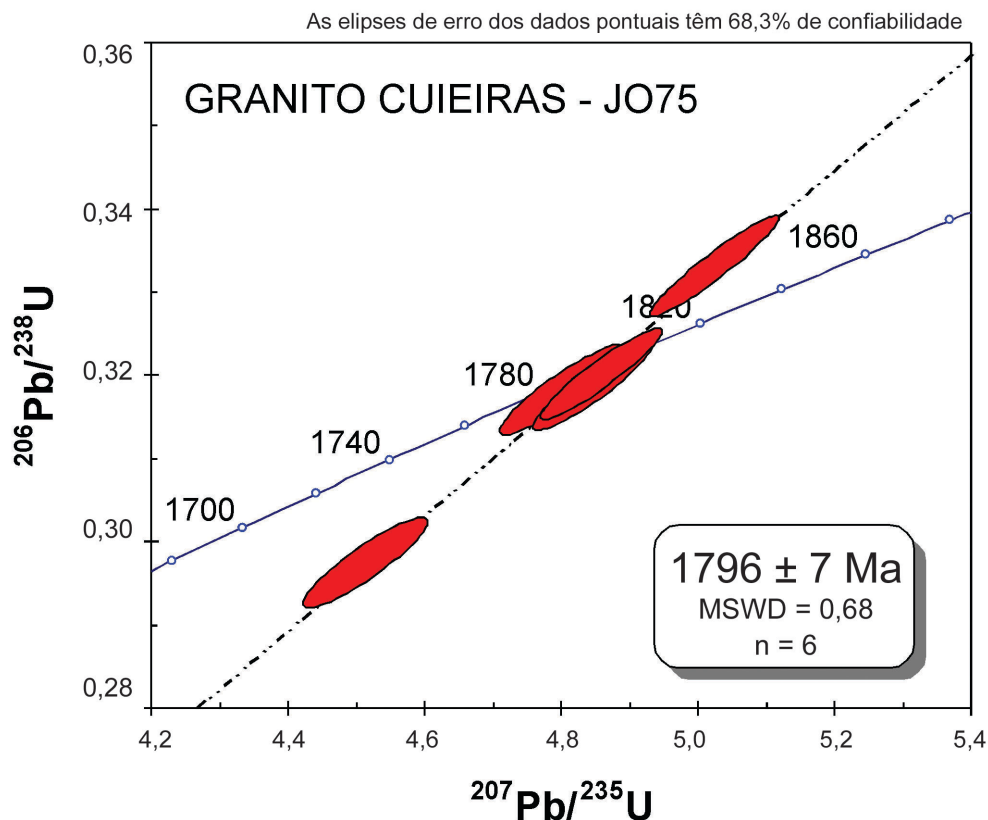


Figura IV.11 – Diagrama de concórdia com idades U-Pb em zircão do Granito Cuieiras (JO75). Cristalização ígnea em 1796 ± 7 Ma

Figure IV.11 – Concordia plot of zircon U-Pb age of Cuieiras Granite (JO75) showing crystallization at 1796 ± 7 Ma

Tonalito Cassiquiare) indicam idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1834 ± 24 Ma (Tassinari *et al.* 1996).

O Complexo Cauaburi foi datado mais recentemente por meio de duas amostras, uma sendo proveniente da região da área-tipo, na bacia do rio Cauaburi (MS63), Domínio Rio Negro, e outra oriunda do Domínio Imeri, mais a leste (CG8). Onze análises U-Pb em zircão da amostra MS-63 agrupam-se concordantemente na concórdia com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1810 ± 9 Ma (MSWD = 0,80) (Santos *et al.* 2000). Na amostra CG8 (Tonalito Marauíá) foi obtida a idade concordante de 1789 ± 6 Ma (n = 11; MSWD = 0,82) (Santos *et al.* 2003b). Procurando obter mais dados do embasamento, este trabalho datou mais duas amostras, JO75 do interflúvio Aracá–Demêni e JO69 da Serra Corrupira, e as idades obtidas (1798 ± 3 Ma e 1796 ± 7 Ma; Fig. IV.10, IV.11) são típicas do Complexo Cauaburi.

Dados de Sm-Nd indicam que Y_{Nd} variam de discretamente negativo a positivo e idades de residência crustal (T_{DM}) de 1,91 Ga e 2,19 Ga (Santos *et al.* 2000), enquanto as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do embasamento no sul da Venezuela são de 0,7025 e 0,7027 (Barrios, 1983).

Os dados petrográficos (predomínio de granitóides calcialcalinos pobres em K-tonalitos de arco primitivo), químico-isotópicos (baixas relações $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e valores de Y_{Nd} próximos a zero) e a ausência de zircão herdado em todas as seis amostras datadas por U-Pb (Tab. IV.12) sugerem origem juvenil e pré-colisional para o magmatismo Cauaburi, sem contribuição

crustal importante, gerado em resposta à subducção de uma litosfera oceânica de idade anterior a 1,80 Ga, o que é compatível em parte com a proposta de Tassinari *et al.* (1996). A direção dessa subducção não deve ter origem nos quadrantes leste, sudeste e nordeste, onde se situam rochas do continente pré-Rio Negro. Especula-se que a colisão da crosta oceânica com o continente pré-Rio Negro tenha seguido uma direção de noroeste para sudeste.

Granitóides Associados a Arco Magmático

Arco Paleoproterozóico Marauíá

Uma série de diferentes granitóides foi gerada em torno de 1540–1510 Ma, geralmente a partir do retrabalhamento de uma crosta formada por rochas com idades tipo Cauaburi e pré-Cauaburi (crosta Tapajós–Parima?). Apesar dos poucos dados disponíveis, é possível tentar caracterizar uma granitogênese intermediária entre a formação do embasamento Cauaburi (ca. 1,80 Ga) e os arcos magmáticos de 1540–1510 Ma (geração das suítes Uaupés, Içana, Reilau), com idade em torno de 1700 Ma. As rochas geradas nessa época parecem corresponder ao que foi denominado por Melo e Vilas Boas (1993) como Granito Marauíá, granitóides sintectônicos, estratóides e protomiloníticos e reunidos por Brito *et al.* (2000)

Tabela IV.12 Quadro evolutivo para a Província Rio Negro
 Table IV.12 Correlative chart of the Rio Negro Province

| | UNIDADE | AMOSTRA | LOCALIZAÇÃO | METAMORFISMO | IDADE (Ma) | HERANÇA | MÉTODO | REFERÊNCIA GÊNÉRICA |
|--|---------------------------------|---------------|-----------------|-------------------|------------------------|--------------------------------|-----------------------|---|
| Magmatismo pós-K'Mudku | Cojubim | várias | Rio Traíra | | 941 ± 14 984 ± 12 | | K-Ar | Abreu <i>et al.</i> (1976) |
| Cisalhamento K'Mudku | K'Mudku | CG8 | Serra Aracá | | 1334 ± 4 | | Ar-Ar | Santos <i>et al.</i> (2002c) |
| Granitogênese indefinida | Jauari | CG33 | Serra Corrupira | | 1479 ± 21 | | U-Pb S | Este trabalho |
| Coberturas continentais pós-Roraima | Aracá | CG30 | | 1334 ± 4 (Ar-Ar) | < 1875 | | U-Pb S | Santos <i>et al.</i> (2002c) |
| | Tunuí | SER | | | | | 1720 ± 11 1782 ± 8 | U-Pb S |
| Gabros magnesianos | Tapuruquara | HC isócrona | Rio Inambu | | 1427 ± 189 | | Rb-Sr minerais | Santos <i>et al.</i> (2000) |
| Granitos tipo A | Marié-Mirim (A1) Tiquié (A2) | | | | | | | Almeida (1997) Pinheiro <i>et al.</i> (1976) |
| Terceiro arco Granitos tipo S predominantes | Içana / Reilau | | Rio Içana | 1318 ± 22 e | 1521 ± 32 | | Pb-Pb | Almeida <i>et al.</i> (1997) |
| | | AM44 | Rio Xeriuni | 1268 ± 23 (Rb-Sr) | 1523 ± 7 | 1701 ± 15 | U-Pb S | Dall'Agnol e e Abreu (1976) Este trabalho |
| Terceiro arco Granitóides tipo I predominantes | Uaupés | AF1 | São Gabriel | | 1518 ± 25 | | U-Pb | Santos <i>et al.</i> (2000) |
| | | isócrona | Rio Papuri | | 1521 ± 13 1524 ± 49 | | U-Pb Rb-Sr W | Tassinari <i>et al.</i> (1996) Pinheiro <i>et al.</i> (1976) |
| Segundo arco (continental) | Marauíá | isócrona UA39 | Rio Uaupés | | 1652 ± 57 1703 ± 7 | | Rb-Sr W U-Pb | Basei (1975) Tassinari <i>et al.</i> (1996) |
| Primeiro arco magmático | Complexo Cauaburi | CG8 | Rio Marauíá | | 1789 ± 6 | | U-Pb S | Santos <i>et al.</i> (2002c) |
| | | JO75 | Rio Cuieiras | 1468 ± 8 | 1796 ± 6 | | U-Pb S | Este trabalho |
| | | JO69 | Serra Corrupira | | 1798 ± 3 | | U-Pb S | Este trabalho |
| | | MS327 | Seis Lagos | | | 1806 ± 6 | | U-Pb S |
| | | MS63 | Rio Iá-Mirim | | 1810 ± 9 | | U-Pb S | Santos <i>et al.</i> (2000) |
| 6580/6085 | Furo Cassiquiare | | 1834 ± 18 | | U-Pb S | Tassinari <i>et al.</i> (1996) | | |

U-Pb S: U-Pb SHRIMP

na Suíte Maraujá, com a remoção dos tipos leucograníticos a duas micas, incorporados por Almeida (2000) à Suíte Igarapé Reilau, considerada mais jovem.

As idades Rb-Sr convencionais existentes (isócronas de referência em rocha total) são de 1654 ± 56 Ma e 1652 ± 57 Ma (Basei, 1975), as quais devem ser interpretadas como idades mínimas para a Suíte Maraujá. Outros indícios de importante atividade regional pós-Cauaburi e pré-Uaupés são encontrados na idade de 1703 ± 7 Ma determinada por Tassinari *et al.* (1996) em quartzo-diorito do rio Uaupés (UA39, Tab. IV.13). Outras evidências são as idades herdadas de 1701 ± 15 Ma detectadas no extremo oriental da província em zircão do Granito Xeriuini (AM44), e de 1720 ± 11 Ma proveniente de zircão detrítico do Grupo Tunuí (Tab. IV.12).

Arco Mesoproterozoico Uaupés-Içana

As rochas que predominam na Província Rio Negro constituem batólitos graníticos de variadas características que se formaram no intervalo de tempo relativamente restrito de 1510–1540 Ma. Os mais comuns são aqueles relacionados com as suítes Içana e Uaupés (Dall'Agnol e Macambira 1992), mas ainda ocorrem as suítes Tiquié (Pinheiro *et al.* 1976), Igarapé Reilau (Almeida, 2000) e Marié-Mirim (Almeida, 1997). A caracterização dessas cinco suítes é feita em parte da província, sendo que em muitos casos as suítes não estão discriminadas ou então são correlacionadas apenas por critérios fotogeológicos e radiométricos. A Suíte Içana compreende leucogranitos a duas micas (e turmalina), peraluminosos, os quais são classificados como tipo-S (Almeida *et al.* 1997b), enquanto a Suíte Uaupés é composta por monzogranitos metaluminosos, mais comumente biotita-titanita-hornblenda monzogranitos (tipo-I). Para a Suíte Uaupés, Dall'Agnol e Macambira (1992) propuseram um processo de geração de magma durante colisão continental, seguindo o modelo de England e Thompson (1986). Assim, os principais granitóides da província, suíte Uaupés e Içana, teriam características de corpos colisionais, sin a tarditectônicos.

Outros tipos de granitos estão reunidos nas suítes Marié-Mirim e Tiquié, os quais têm distribuição bem mais localizada e correspondem a corpos com características de alojamento em ambiente cratônico. Os granitos colisionais dispõem de dados isotópicos U-Pb, enquanto os granitos classificados como tipo A ainda não estão datados, o que dificulta uma interpretação evolutiva regional.

A Suíte Uaupés apresenta idade isocrônica Rb-Sr de 1524 ± 49 Ma (Pinheiro *et al.* 1976), com relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial relativamente alta de $0,70631 \pm 0,00117$, o que sugere fonte predominantemente crustal para o magma Uaupés. As duas idades U-Pb disponíveis para a Suíte Uaupés situam-se entre 1521 e 1518 Ma. A idade de 1518 ± 25 Ma foi divulgada por Santos *et al.* (2000) e obtida no Granito São Gabriel, enquanto a idade

de 1521 ± 13 Ma (presentemente recalculada em 1512 ± 4 Ma; MSWD=1,40; g2) corresponde a um granito do rio Papuri (Tassinari *et al.* 1996). Na parte venezuelana da província Gaudette e Olszewski (1985) apresentaram duas idades para granitóides que podem ser correlatos à Suíte Uaupés: o Granito Atabapo (1617 ± 90 Ma) e o Granito San Carlos (1567 ± 25 Ma). A elevada relação inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e os dados Sm-Nd disponíveis (quatro resultados) para as rochas Uaupés, com idades de formação de crosta (T_{DM}) de 2124 Ma (MIAB16) a 1996 Ma (PT33ASU) indicam que o magma Uaupés foi originado a partir de uma fonte dominada por um componente crustal (ca. 500 Ma mais antigo). Rochas da faixa orogênica Tapajós-Parima (2,10 e 1,88 Ga) que está a leste da Província Rio Negro, podem ter sido importantes componentes dessa fonte crustal (Santos *et al.* 2000).

O Granito Santa Rosa da Suíte Içana é um granito a duas micas, com turmalina e cordierita que foi datado por Almeida *et al.* (1997b) usando evaporação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão. Sua idade, 1521 ± 32 Ma, é semelhante às idades da Suíte Uaupés, o que indica que ambas as suítes são contemporâneas às Pb-Pb evaporação. Tassinari (1981) divulgou uma isócrona de referência Rb-Sr com a idade de 1268 ± 23 Ma para a Suíte Içana, a qual pode representar rejuvenescimento isotópico durante a incidência do evento compressivo K'Mudku.

Granitogênese Anorogênica

Almeida (1997) reagrupou os granitos tipo A da região nas suítes Tiquié e Marié-Mirim. A primeira reúne os granitos tipo A metaluminosos do Domínio Alto Rio Negro (área-tipo Tiquié), enquanto os tipos peralcalinos existentes no Domínio Imeri ficam abrigados na segunda (tipo Marié-Mirim). Os granitos da suíte Tiquié têm características de granitos subalcalinos e metaluminosos (Almeida, 1997; Silva e Santos, 1994; Silva *et al.* 1996, similares a biotita granitos do tipo A₂ (Eby, 1992). Granitos desta tipologia são interpretados como derivados de cristalização de magma félsicos de alta temperatura e anidros, posicionados em níveis crustais rasos, sob regimes tardi a pós-colisionais, a partir da fusão parcial da crosta continental inferior, composta de ortognaisses tipo TTG (Whalen *et al.* 1987; Douce, 1997).

Os granitos da Suíte Marié-Mirim são peralcalinos, o que é marcado pelo índice de Shand e pela presença de arfvedsonita-riebeckita modal (traços) e acmita normativa (<3%). Podem ser caracterizados como tipo-A₁ de Eby (1992) e constituem importantes metalotectos de Sn e Nb (Ta) na região. De modo geral, a assinatura química do magmatismo Marié-Mirim aponta para uma evolução anidra (*hypersolvus*), sob altas temperaturas (atingindo níveis crustais rasos), praticamente livre de restitos.

A presença de batólitos colisionais (Suíte Içana, tipo S; Suíte Uaupés, tipo I), com idades U-Pb no intervalo de 1550 a

| Tabela IV.13 Quadro evolutivo para a Província Juruena–Rondônia Table IV.13 Evolution of the Juruena–Rondônia Province | | | |
|---|---|---|--|
| EVENTO | FASE | DOMÍNIO JAMARI | DOMÍNIO ROOSEVELT–JURUENA |
| Bacias antepaís | | Prainha, Fortaleza, Palmeiral, Pacaás, < 1046 ⁰ | Dardanelos, Apiacás <1300 ¹³ |
| Magmatismo Anorogênico | Plutonismo pós-tectônico | Suite Serra Providência, 1606 ± 13; 1532 ± 5 ¹¹ ; 1569 ± 18 ³ Charnockito Jaru, 1559 ² Granito Samuel, 1550-1540 ² Granito Ariqueemes, 1537 ² | Granito Aripuanã, 1542 ± 2 ⁵ |
| Hiato de 60 – 140 m.a. | | | |
| Orogênese colisional | Arco continental IV, bacias intra-arco | Complexo Jamari posterior (Ouro Preto): Gnaiss Ouro Preto, 1673 ± 2 ² Biotita paragnaisse, PT12, 1675 ± 12 ³ Metamorfismo em GR59, 1670 ± 6 ⁰ Granada tonalito (JWB3a), 1634 ± 8 ¹⁵ Paleossoma de granada-gnaiss (JWB10), 1654 ± 3 ¹⁵ | Metamorfismo em anfibolito, 1653 ± 42 ¹⁴ (Complexo Monte Verde) Granitóides “deformados”, 1686 ± 12 ¹⁶ |
| Hiato de 20 – 80 m.a. | | | |
| Orogênese acrecional | Margem continental passiva | Grupo Beneficente, W074, 1691 ± 73 ³ , < 1714 ± 39 ¹³ | |
| | Arco continental, com bacias intra-arco | Formação Mutum-Paraná, RJ79, 1746 ± 4 ⁴ Grupo Roosevelt, MQ96, 1740 ± 8 ³ | Grupos São Marcelo e Cabeça, <1859 ± 5 ⁰ |
| Orogênese acrecional | Arcos de ilhas e continental IV | Complexo Jamari, GR35, 1761 ± 3 ⁰ ; GR59, 1763 ± 19 ⁰ ; JL78, 1752 ± 14 ⁰ ; 1760-1720 ⁶ | Grupo Jauru, 1747 ± 17, 1758 ± 7 ⁷ |
| Magmatismo intracratônico | Atividade de pluma mantélica | | Suíte Teles Pires, 1757 ± 16 ⁰ (GM10); 1764 ± 16 ¹⁰ (CAC7); 1761 ± 5 ¹⁶ ; 1773 ± 9 ¹⁶ |
| Hiato de 10 – 20 m.a. | | | |
| | Arco magmático III | | Suíte Colíder, 1773 ± 5, 1781 ± 8 ¹⁴ , 1786 ± 17 ¹ São Romão, 1770 ± 9 ¹⁴ São Pedro, 1784 ± 17 ¹⁴ Tonalito Vitória, 1785 ± 8 ¹⁴ Enderbito Vitória (Mogno), 1775 ± 10 ¹⁴ Anfibolito Monte Verde, 1774 ± 28 ¹⁴ |
| Hiato de 15 – 25 m.a. | | | |
| | Arco continental II | | Sienito Cristalino, 1806 ± 3 ⁰ Suíte Paranaíta, 1819 ± 6 ¹ , 1801 ± 8 ¹ , 1803 ± 16 ¹ Suíte Juruena, 1823 ± 35 ¹ , 1848 ± 17 ¹ Vulcânicas Moreru, 1818 ± 9 ¹⁷ ; 1801 ± 12 ¹⁷ (amostras F15 e B3) |
| Crosta pré-Juruena | Arco de ilhas I | Improvável hiato de 400 m.a. (??) | Complexo Bacaeri (2243?) ¹² |

Idades em Ma: ⁰Este trabalho; ¹JICA (2000); ²Payolla *et al.* (2002); ³Santos *et al.* (2000); ⁴Santos *et al.* (2001b); ⁵Rizzotto *et al.* (2002); ⁶Payolla *et al.* (1998); ⁷Pinho (1996); ⁸Gaudette *et al.* (1996); ⁹Lenharo (1998); ¹⁰Schobbenhaus *et al.* (1994); ¹¹Bettencourt *et al.* (1999); ¹²Lacerda *et al.* (2001); ¹³Saes *et al.* (2002); ¹⁴Pimentel (com. escrita, 2001); ¹⁵Bettencourt *et al.* (2001); ¹⁶Pinho (2002); ¹⁷Pinho *et al.* (2001).

1520 Ma (Almeida *et al.* 1997b), indica importante processo de colisão continental no setor noroeste do cráton. A idade dessa colisão está situada entre as idades dos granitóides (1550–1520 Ma) e a idade da forte deformação superimposta aos granitóides segundo o *trend* N55°E da faixa de cisalhamento K'Mudku, cuja idade estabelecida por Ar-Ar em muscovita é de 1,33 Ga.

Magmatismo Máfico-Ultramáfico Magnesiano

Intrusões circulares de rochas máfico-ultramáficas tipo Tapuruquara (Araújo Neto e Costi, 1979) foram consideradas muito antigas porque suas encaixantes eram posicionadas no Riaciono–Arqueano (Costi, 1985; Melo e Vilas Boas, 1993). Com a definição de uma idade de *ca.* 1,80 Ga para a encaixante Cauaburi, a idade máxima da Suíte Tapuruquara seria estateriana. São caracterizadas por uma associação magnesiana de gabros ricos em Al_2O_3 (18–23%) com websteritos e lherzolitos (Santos e Araújo Neto, 1978). Tentativas anteriores para datar essas rochas por K-Ar não tiveram sucesso, devido aos teores muito baixos em K_2O e conseqüentemente em Ar radiogênico, produzindo resultados com erros superiores a 1 bilhão de anos. A despeito dos teores baixos em K e Rb (3 a 20 ppm), quatro testemunhos de sondagem foram analisados por Santos *et al.* (2000) para isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd, produzindo as idades de 1705 ± 237 Ma (isócrona Rb-Sr, rocha total) e 1427 ± 189 Ma (isócrona Rb-Sr em minerais). O valor da relação inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ é baixo ($0,7037 \pm 0,0003$) considerando idade mesoproterozóica e indica derivação mantélica. Corpos similares de rochas gabróicas do Calimiano têm ampla distribuição no cráton, sendo mais abundantes no Domínio Parima, mas também ocorrem em Rondônia (Gabro Cacau) e no Suriname (Gabro De Goeje). Mostram relação temporal com granitos tipo A (Tiquié), muitas vezes rapakivi (Surucucus), mas a relação genética entre os dois tipos de intrusões não está estabelecida.

Coberturas Pós-Roraima

Uma série de unidades estratigráficas sedimentares ocorre na forma de diversos testemunhos isolados que recebem as designações de Tunuí, Aracá, Neblina e Daraã. Elas têm em comum constituições litológicas similares e o mesmo posicionamento estratigráfico relativo. São unidades essencialmente arenosas e de origem fluvial, onde predomina o sistema deposicional anastomosado. Excetuando o Grupo Tunuí, elas foram durante muito tempo correlacionadas e identificadas com o Supergrupo Roraima (Pinheiro *et al.* 1976; Montalvão *et al.* 1975; Giffoni e Abraão, 1969; Giovannini e Larizzatti, 1994). Por outro lado, o Grupo Tunuí era considerado como tendo uma idade pré-Roraima, pelo fato de estar dobrado e metamorfoisado na fácies xisto verde (Pinheiro *et al.* 1976;

Montalvão *et al.* 1975). Além do Grupo Tunuí, Melo e Vilas Boas (1993) também consideraram as unidades Aracá e Daraã como sendo pré-Roraima, pela presença de cisalhamentos localizados que afetam as duas unidades. Com o estabelecimento da idade de deposição do Supergrupo Roraima em 1875 ± 5 Ma (idade de duas camadas de tufos intercaladas na Formação Uaimapuê; Santos *et al.* 2003b) e com a determinação da idade do Complexo Cauaburi (1810 a 1796 Ma; Santos *et al.* 2003b) ficou patente que as unidades Tunuí, Neblina, Daraã e Aracá, depositadas sobre o Complexo Cauaburi, não podem ser mais antigas que 1796 Ma. Esse fato também mostra a impossibilidade de uma correlação com o Supergrupo Roraima, por ser pelo menos 75–80 m.a. mais jovem. Santos *et al.* (2003b) propõem que as unidades Tunuí, Neblina, Aracá, Serra Surucucus e Daraã façam parte de uma bacia posterior ao Supergrupo Roraima (bacia sucessora), chamada de Bacia Neblina.

A idade máxima do Grupo Tunuí (unidade de topo, Formação Ima) foi tentativamente estabelecida em 1916 ± 57 Ma, em grupamento de três frações de zircão detrítico em diagrama U-Pb (amostra IMA, Santos *et al.* 2000). Recalculando a idade de cada uma dessas três frações (intercepto inferior forçado para zero) foram obtidas as idades individuais de 1842 ± 9 Ma, 1785 ± 8 Ma e 1768 ± 9 Ma (2g). Zircão detrítico de outra amostra (amostra SER) do grupo revelaram uma fonte principal em 1783 ± 8 Ma, que pode ser atribuída a rochas do Complexo Cauaburi. O grão de zircão detrítico mais jovem tem idade de 1720 ± 11 Ma, sendo possivelmente derivado de rochas do segundo arco magmático regional (Maraujá) e estabelece limite melhor para a idade máxima do grupo Tunuí (Fig. IV.12, Tab. IV.12). A idade mínima corresponde à idade de muscovita metamórfica datada por Ar-Ar na amostra SER (1320 Ma, este trabalho) e nas amostras PT6 e LP41 em trabalhos anteriores (K-Ar; Pinheiro *et al.* 1976): 1045 ± 19 Ma e 1293 ± 18 Ma. O seu relacionamento com os granitóides de 1510–1540 Ma não foi ainda bem esclarecido no campo, apesar de Almeida *et al.* (1997b) terem considerado que granitos da Suíte Içana são intrusivos no Grupo Tunuí, devido à presença de xenólitos metassedimentares nesses granitos. Apesar do número reduzido de grãos de zircão detrítico analisado, não foi encontrado grão algum com idade que pudesse ser relacionada com as suítes de 1540–1520 Ma, o que leva *a priori* a considerar o Grupo Tunuí como de idade pré-Içana. Assim sendo, a idade desse grupo fica mais bem situada entre os valores de 1520 e 1320 Ma. Essa assertiva ficaria corroborada pelos diques félsicos das montanhas Traíra, intrusivos no Grupo Tunuí (Pinheiro *et al.* 1976), os quais têm a idade relativa de 1496 ± 30 Ma (isócrona Rb-Sr em rocha total; Pinheiro *et al.* 1977). Por outro lado, é sugestiva a existência de depósitos similares (quartzosos, continentais, pós-Roraima) que são mais jovens que as suítes graníticas de 1550 Ma em Roraima (Formação Serra Surucucus; Santos *et al.* 2003b). É sugerido que o

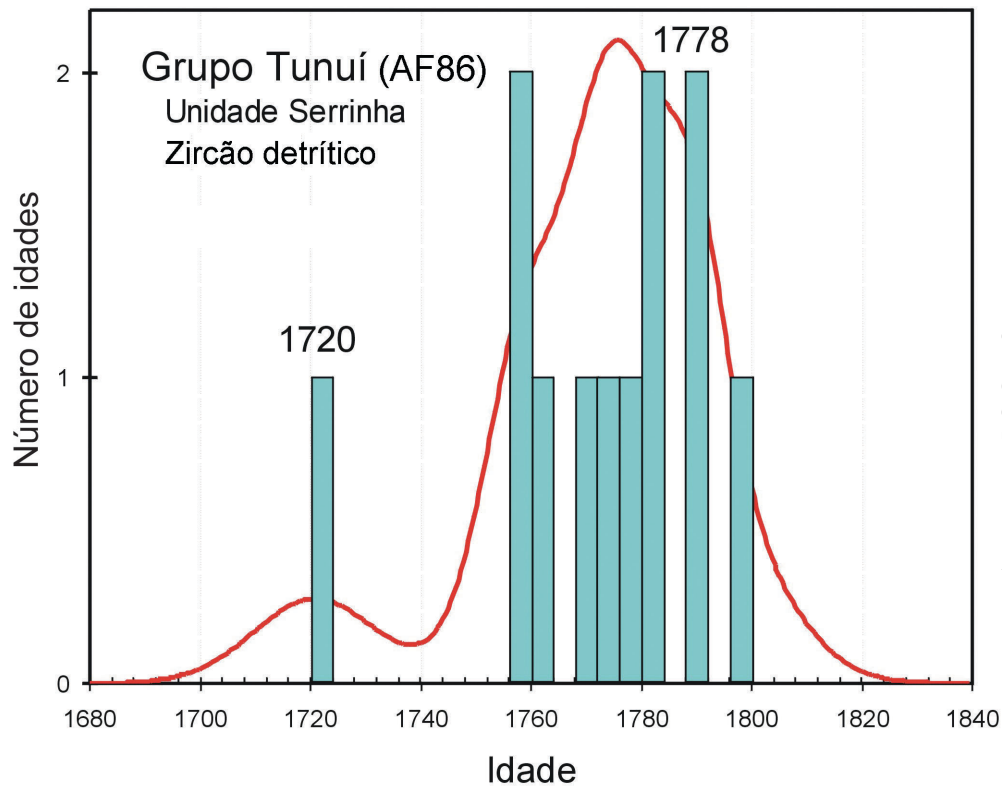


Figura IV.12 – Histograma e curva gaussiana de probabilidade para as idades de zircão detrítico de quartzito do Grupo Tunuí, unidade Serrinha (AF86)

Figure IV.12 – Histogram and Gaussian probability cumulative plot of detrital zircon U-Pb ages of Tunuí Group quartzite, Serrinha unit (AF86)

metamorfismo e o dobramento que afetam o Grupo Tunuí tenham ocorrido durante o evento K'Mudku (1,33–1,32 Ga).

Estudo em zircão detrítico na Formação Aracá (Santos *et al.* 2003b) mostra que sua carga clástica é derivada principalmente da faixa orogênica Tapajós–Parima, atualmente situada 90 km a leste da amostra. Esse trabalho também estabeleceu que sua idade máxima é 1875 Ma, que é a idade do zircão mais jovem encontrado. A Formação Aracá é posterior ao Complexo Cauaburi na serra Corrupira (JO69, 1798 ± 3 Ma, Tab. IV.12) e está metamorfisada em 1334 ± 2 Ma (Ar-Ar em muscovita; Santos *et al.* 2003b), o que permite situar a idade de sua deposição no amplo intervalo entre 1798 e 1334 Ma. Como essa formação é intrudida pelo Granito Jauari (Borges, 1987), a idade desse corpo poderia reduzir o amplo intervalo de tempo em que ela pode ter sido depositada. Titanita de uma amostra do Granito Jauari foi datada por U-Pb SHRIMP, revelando a idade de 1479 Ma (este trabalho, Tab. IV.12), o que limita a idade da Formação Aracá ao intervalo de 1796–1479 Ma.

Granitogênese Tardia

A partir de descrições detalhadas de Borges (1987) ficou comprovado que a estrutura circular ao norte da serra Aracá é constituída por corpo granítico intrusivo na Formação Aracá e mineralizado com columbita, denominado Granito Jauari.

O Granito Jauari é subcalcalino de alto potássio, com geoquímica comparável aos granitóides calcialcalinos de alto K e do tipo A_2 . A determinação de sua idade tornou-se importante para estabelecer a idade mínima da encaixante, o que levou a CPRM a datar o Granito Jauari por U-Pb SHRIMP. A amostra selecionada (CG33) possui zircão rico em U e metamórfico, o que levou a escolha de titanita para datação. O agrupamento de cinco idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no diagrama de concórdia tem um intercepto superior em 1481 ± 25 Ma (Fig. IV.13). Essa idade ajusta um pouco mais a idade da Bacia Neblina (Santos *et al.* 2003b) e mostra a existência de granitogênese até então desconhecida na região. Admite-se que outros corpos correlatos possam existir e que tenham sido incluídos nas unidades Marié-Mirim ou Tiquié. Significativo é o fato de que um dos cristais de zircão analisados do Granito Corrupira que faz parte do embasamento tipo Cauaburi (1798 ± 3 Ma; Fig. IV.10) mostra uma borda metamórfica com idade de 1468 ± 8 Ma (Fig. IV.10), que é atribuída ao evento que gerou o Granito Jauari.

Magmatismo Tholeiítico Continental

Um enxame de diques de diabásio encontrado na margem noroeste do cráton (região fronteira Brasil–Colômbia, Serra Traíra) é incluído na unidade Diabásio Cujubim (Melo e Villas Boas, 1993). Esses diques possuem direção preferencial NW–SE e cortam quartzitos do Grupo Tunuí e se associam a diversos

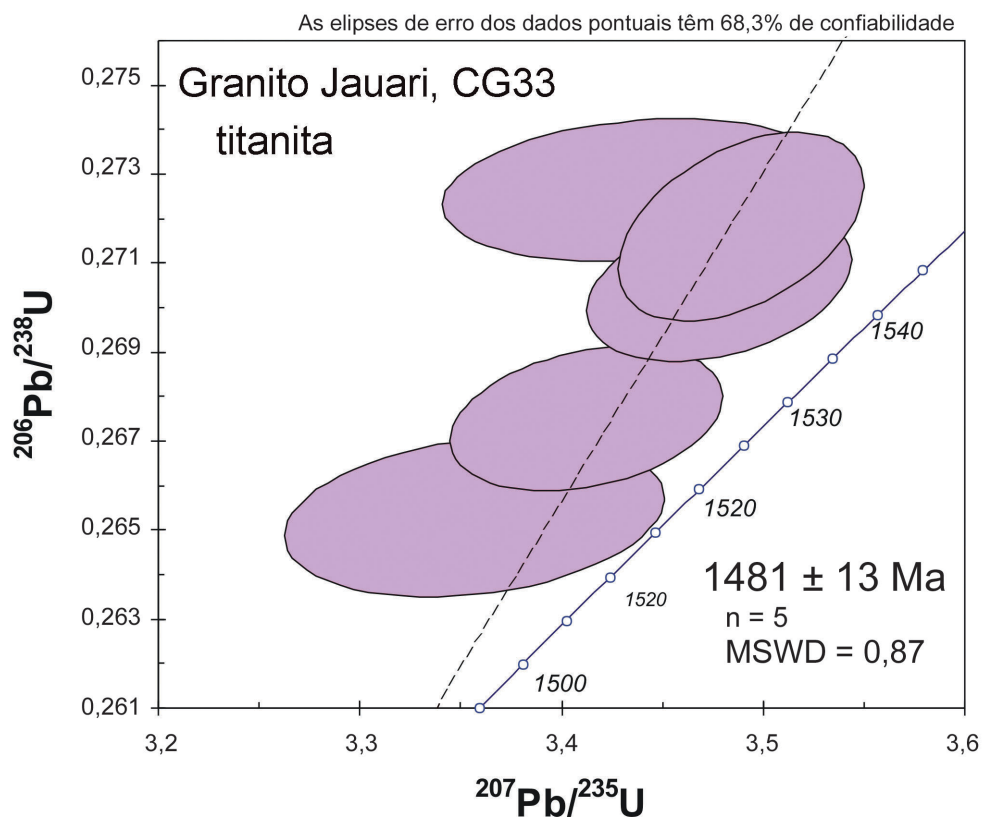


Figura IV.13 – Diagrama de concórdia com idade U-Pb em titanita do Granito Jauari (CG33), $1482 \pm 15 \text{ Ma}$

Figure IV.13 – Concordia plot of titanite U-Pb age of Jauari Granite (CG33), $1482 \pm 15 \text{ Ma}$

diques cartografados com o auxílio da magnetometria. Representam raízes rasas de extensivo magmatismo basáltico tholeiítico de alto Fe e médio-K (Le Maitre *et al.* 1989) que apresenta idades K-Ar entre $941 \pm 14 \text{ Ma}$ e $984 \pm 12 \text{ Ma}$ (Abreu *et al.* 1976). Esses valores, a exemplo do ocorrido com rochas semelhantes em outras regiões, como Cachoeira Seca (Tapajós) e Nova Floresta (Rondônia), devem representar idades mínimas. Nos casos de Tapajós e de Rondônia as unidades máficas Nova Floresta e Cachoeira Seca também apresentaram idades K-Ar no intervalo 950–1050 Ma. Todavia, análises recentes por métodos mais precisos (Ar-Ar em biotita e plagioclásio Nova Floresta, Tohver *et al.* 2002; U-Pb em baddeleyita Cachoeira Seca, Santos *et al.* 2002a) indicam a existência de dois episódios magmáticos distintos no tempo. O magmatismo Cachoeira Seca com $1190 \pm 8 \text{ Ma}$ (Santos *et al.* 2002a) pode ser correlacionado com o gabro datado por Tohver *et al.* (2002) em $1198 \pm 3 \text{ Ma}$ (Ar-Ar em biotita) e $1193 \pm 3 \text{ Ma}$ (Ar-Ar em plagioclásio) e ambos representariam evento pré-Nova Brasilândia. Já o basalto Nova Floresta, com $1062 \pm 3 \text{ Ma}$ (Ar-Ar em rocha total; Tohver *et al.* 2002) é cerca de 130 m.a. mais jovem, possuindo idade pós-Nova Brasilândia.

Província Rondônia–Juruena

Introdução

As rochas de embasamento das regiões vizinhas Rondônia e Juruena mostram idades isocrônicas Rb-Sr distintas, respectivamente 1,45–1,30 Ga e 1,80–1,55 (Tassinari, 1996). Com base nessa distinção, essas áreas têm sido consideradas diferentes unidades tectônicas na evolução do cráton (Cordani *et al.* 1979; Tassinari *et al.* 1996). Dados U-Pb obtidos nos últimos anos (convencionais e SHRIMP), todavia, têm mostrado idades semelhantes para o embasamento de ambas regiões, na faixa de 1,81–1,69 Ga (Payolla *et al.* 1998; Santos *et al.* 2000). Com base nesse fato e na disposição estrutural regional predominantemente segundo WNW–ESE a E–W, Santos *et al.* (2000) reuniram as regiões Juruena e Rondônia na mesma província. Esse *trend* comum é evidente em imagens LANDSAT, notadamente na região do rio Roosevelt, onde Rizzotto *et al.* (1995) reconheceram uma associação vulcanossedimentar (Grupo Roosevelt), e nos mapas geológicos do Estado de

Rondônia (Scandollara *et al.* 1996) e do norte de Mato Grosso (Valente, 1998) divulgados pela CPRM. O limite tectônico entre Juruena e Rondônia (Tassinari, 1996) já havia sido questionado por Bettencourt *et al.* (1997) e Payolla *et al.* (1998), os quais sugeriram sua reavaliação.

As rochas do embasamento da Província Rondônia–Juruena têm sua evolução vinculada a um sistema de arcos magmáticos. O magmatismo é predominantemente juvenil, mas com contribuição significativa de crosta mais antiga detectada principalmente no seu setor oriental. Ali, as idades-modelo T_{DM} correspondem a 2,10–1,90 Ma e são interpretadas como resultado de contribuição crustal de rochas da Faixa Orogênica Tapajós–Parima. Essa possibilidade é reforçada pelo fato de que a faixa orogênica Juruena–Rondônia, em seu extremo oriental, trunca o *trend* regional NNW da Província Tapajós–Parima (Região de Peixoto de Azevedo; Valente, 1998; ver Fig. IV.9).

A Província Rondônia–Juruena pode ser subdividida em dois domínios geográficos, o Domínio Jamari e o Domínio Roosevelt–Juruena. O primeiro se distribui do Batólito Serra Providência para oeste, ocupando os setores N e NE de Rondônia, enquanto o segundo ocorre para leste do batólito, até o alto curso do rio Teles Pires. As principais distinções entre esses dois domínios, além da geográfica, são as seguintes: no Domínio Jamari o embasamento apresenta maior proporção de paragneisses e sua idade (1,76–1,65 Ga) é um pouco mais jovem que o embasamento no Domínio Juruena (1,84 a 1,79 Ga; Tab. IV.13).

Domínio Jamari

Complexo Jamari

Este domínio é composto por rochas de médio a alto grau metamórfico (Complexo Jamari), por rochas metavulcanossedimentares (Grupo Beneficente e Formação Mutum–Paraná) e por uma suíte de granitos rapakivi com charnockitos associados (Suíte Serra Providência). O Complexo Jamari (Isotta *et al.* 1978) se distribui na porção centro-oriental de Rondônia, englobando dois conjuntos principais de rochas: gnaisses ortoderivados e gnaisses paraderivados. As condições de metamorfismo são da fácies anfibolito superior, evidenciadas pela paragênese mineral, com granada e sillimanita nas rochas paraderivadas e diopsídio e hornblenda nos ortognaisses. A composição isotópica Sm–Nd apresenta dois conjuntos de idades-modelo, um situado entre 2,06 a 2,20 Ga, com valores de $Y_{Nd(t)} = -1,51$ a $+0,18$ e outro entre 1,67 Ga (PT14f) e 1,79 Ga (ammr10), $Y_{Nd(t)} = -1,10$ a $+1,90$. O primeiro grupo denota importante contribuição crustal (crosta tipo Tapajós) enquanto o segundo mostra contribuição crustal menor ou ausente.

Zircão detrítico extraído de um megaxenólito de paragneisse

Jamari incluso em charnockito tipo Jaru ao longo da BR–364 foi datado por U–Pb (Santos *et al.* 2000) acusando a idade de 1657 ± 16 Ma (MSWD=3,8), agora recalculada em 1675 ± 12 Ma (MSWD=0,41; 2g) usando Isoplot/Ex™. Esse valor representa a idade máxima para a rocha e também é interpretado como a idade da principal fonte de clásticos para as rochas metassedimentares. Outros dados isotópicos recentes e também obtidos em grãos de zircão detrítico de paragneisses Jamari indicam idade máxima para a deposição pré-metamorfismo em 1673 ± 2 Ma (Payolla *et al.* 2002). Os ortognaisses apresentam idades mais antigas, entre 1,73 e 1,76 Ma, conforme Payolla *et al.* (1998) e de acordo com novos dados isotópicos aqui divulgados para uma amostra de quartzo–diorito GR35 (1761 ± 3 Ma; MSWD = 0,43). Outra amostra, tonalito GR59, além de mostrar idade semelhante com 1763 ± 19 Ma, possui zircão recristalizado em 1670 ± 6 Ma, reafirmando a existência de um evento nessa época, correlato dos paragneisses.

Bettencourt *et al.* (2001) apresentaram duas novas datações para rochas do Complexo Jamari. Uma amostra é de tonalito com granada (paragneisse?), na qual quatro frações de zircão correspondem à idade de 1630 ± 81 Ma (amostra JWB3a; 1g). Esse resultado apresenta alto MSWD (14) indicando que o grupo é constituído por mais de uma população de idades. Efetivamente, eliminando uma fração que não faz parte da população (fração 807, mais jovem, 1623 ± 3 Ma), obtêm-se uma idade mais precisa: (1634 ± 8 Ma; MSWD = 0,48; 2g). A outra amostra datada por Bettencourt *et al.* (2001) é um paleossoma charno-enderbítico cortado por neossoma de granada gnaisse (JWB10) e a idade divulgada é 1655 ± 11 Ma (MSWD=33; 1g). Essa concórdia também foi recalculada, pois uma das análises não faz parte do grupo principal (682, mais jovem, 1641 ± 5 Ma), passando a idade a 1654 ± 3 Ma (2g).

Fica patente uma diferença de idade de aproximadamente 90–120 m.a. entre os ortognaisses (*ca.* 1,76 Ga) e os paragneisses Jamari (*ca.* 1,67–1,63 Ga). A sugestão é para que o Complexo Jamari venha a ser formalmente subdividido em duas unidades: uma predominantemente paragneissica e mais jovem (*ca.* 1,67 Ga) e outra predominantemente tonalítica–granodiorítica e mais antiga (*ca.* 1,76 Ga). Bettencourt *et al.* (2001) interpretaram a formação de um arco orogênico no intervalo de tempo de 1,65–1,63 Ga no Domínio Jamari da Província Rondônia–Juruena, lapso esse que propomos estender para 1,67–1,63 Ma, ante a existência de idades *ca.* 20 m.a. mais antigas que 1,65 Ma (Tab. IV.13). Devido à grande contribuição de rochas sedimentares nesse arco e ao grau de metamorfismo de fácies anfibolito, podendo alcançar a fácies granulito, interpretamos esse arco como o produto de uma fase orogênica colisional.

O Complexo Jamari é considerado como composto por dois ambientes distintos genética e temporalmente: os granitóides

gnáissicos calcialcalinos de baixo K (associação de quartzodioritos, tonalitos, metabasaltos, metandesitos) com idades U-Pb por volta de 1,76 Ga e reduzida residência crustal (valores de $Y_{Nd(t)}$ próximos ao valor zero) podem representar remanescentes de arco magmático juvenil derivado de fonte mantélica empobrecida com uma contribuição significativa de componente crustal mais antigo. Uma parte das idades-modelo T_{DM} disponíveis na literatura (Sato e Tassinari, 1997) sugere a presença de crosta juvenil (1,70 Ga [PT51]; 1,72 Ga [PT15f]; 1,67 Ga [PT14f]; 1,76 Ga [PT39a] e 1,79 Ga [ammr10]), enquanto outros resultados indicam a participação de crosta preexistente, possivelmente tipo Tapajós (1,95 Ga [P05]; 2,08 Ga [PT72e]; 2,04 Ga [PT7] e 2,08 Ga [PT14f3]). A ambiência tectônica proposta para a geração desse magmatismo calcialcalino é uma margem continental do tipo Andino, com subducção para nordeste, por baixo da crosta continental Tapajós–Parima (Payolla *et al.* 2002). Já as rochas paraderivadas, mais jovens (1,67–1,63 Ga), podem ter sido geradas pelo metamorfismo de seqüências imaturas depositadas em bacias intermontanas sobre o arco magmático preexistente.

A atuação reflexa da orogênese Candeias (1,32 Ga) da Província Sunsás sobre tonalitos Jamari na Província Rondônia–Juruena é detectada na amostra JL78, cujos grãos de zircão apresentam uma idade de cristalização ígnea em 1752 ± 14 Ma (MSWD = 1,30) e bordas metamorfasadas em 1324 ± 6 Ma (MSWD = 1,20), com baixas relações Th-U (0,09).

Rochas Supracrustais

Fragmentos de bacias sedimentares estão distribuídos pelo domínio, sendo caracterizados pela presença de dobramentos abertos, geralmente com mergulhos não-superiores a 40° , metamorfismo de baixo grau dominante e pela presença de intercalações de rochas félsicas, geralmente piroclásticas. No extremo oeste do domínio correspondem à Formação Mutum–Paraná, que compõe uma sucessão de dobras com eixos segundo $N50^\circ W$, enquanto nos setores norte e nordeste estão reunidas no Grupo Beneficente. Neste, as direções de dobramentos são variadas, mas tendo destaque o *trend* N–S na Serra da Providência, associado à intrusão do Granito Serra Providência. Unidades equivalentes no Domínio Roosevelt–Juruena correspondem ao Grupo Roosevelt. Neste, o ambiente marinho é reconhecido desde Almeida e Nogueira Filho (1959) e evidenciado nas rochas vulcânicas calcialcalinas associadas, que se encontram em grande parte espilitizadas (espilitos e queratófios), representando derrames submarinos (Liberatore *et al.* 1972). Ambas as unidades, Beneficente e Mutum–Paraná, permaneceram durante muito tempo interpretadas como produto de deposição em bacias cratônicas ou em rifte continental e com idades indeterminadas.

Uma ocorrência do Grupo Beneficente, 15 km ao sul da

Serra Providência (Presidente Médici), com 180 m de espessura, apresenta intercalações de tufo félsico cinerítico. Zircão de uma amostra (W074) foi datado por Santos *et al.* (2000), que obtiveram a idade imprecisa de 1691 ± 73 Ma, o que concorda com a relação de contato do grupo, que é encaixante do Batólito Serra Providência. Outro tufo félsico, proveniente da Formação Mutum–Paraná (RJ79) foi estudado por U-Pb SHRIMP (Santos *et al.* 2001c), revelando idade de 1746 ± 4 Ma. Esse valor está dentro do erro da idade do Grupo Beneficente e também é correlacionado com a idade do Grupo Roosevelt (1740 ± 8 Ma; Santos *et al.* 2000) do Domínio Roosevelt–Juruena. As rochas vulcânicas dessas unidades sedimentares-vulcânicas mostram características isotópicas de rochas de arco juvenil (Y_{Nd} positivo e idades-modelo Sm-Nd semelhantes às idades de cristalização; Santos *et al.* 2000). Essas seqüências formam faixa descontínua com mais de 900 km desde o leste do Acre, noroeste de Rondônia, passando pelo sudeste do Amazonas até o norte de Mato Grosso e representam crosta juvenil acretada à faixa orogênica Tapajós–Parima a leste–nordeste. Foram geradas contemporaneamente aos ortognaisses do Complexo Jamari e representam porções mais superiores e preservadas do sistema de arcos primitivos.

Suítes Pós-Orogênicas

Os charnockitóides, comuns no Domínio Jamari (parte central de Rondônia), aparentemente são raros no Domínio Roosevelt–Juruena, embora a fração Mogno do chamado Complexo Bacaeri–Mogno tenha características de charnockitos pós-tectônicos que ainda não foram desmembrados do complexo. Charnockitos deformados pela orogênese Sunsás são de difícil distinção de granulitos e certamente, a exemplo do ocorrido em Roraima, muitos charnockitóides milonitizados seguem mapeados como granulitos em todo o Crátion Amazonas. São contemporâneos dos granitos rapakivi e têm sido incluídos na Suíte Serra Providência (Scandollara *et al.* 1999) ou referidos como Charnockito Jaru (Santos *et al.* 2000). A íntima relação espacial entre granito anorogênico e rochas charnockíticas, sugestiva de co-geneticidade, está exposta de forma notável em pedreiras 8 km ao sul de Ariquemes e 2 km a norte de Ouro Preto do Oeste em Rondônia. Os corpos de granitos e charnockitos mostram idades situadas na faixa de tempo entre 1606 e 1530 Ma, indicando que esse magmatismo durou pelo menos aproximadamente 76 m.a. O batólito da área-tipo da Suíte Serra Providência mostra várias fácies com idades U-Pb variáveis entre 1606–1532 Ma. Esta suíte é constituída por distintos episódios magmáticos intrusivos, assim representados: batólito Serra da Providência (1606–1532 Ma; Bettencourt *et al.* 1999); Charnockito Jaru (1559 Ma; Payolla *et al.* 2002); granito “cinza” de Samuel (1550–1544 \pm 5 Ma; Payolla *et al.* 2002); maciço União, granito “rosa” de Ariquemes (1526 ± 12 Ma; Payolla *et al.* 2002). Bettencourt *et al.* (1999) encontraram

idades variáveis no Batólito Serra Providência, entre 1606 ± 13 Ma e 1532 ± 5 Ma por meio de estudo U-Pb convencional. Apesar da possibilidade de o batólito incluir pulsos magmáticos com idades diferentes, também deve ser considerada a existência de zircão com bordas metamórficas geradas em ca. 1,34–1,37 Ga, as quais não teriam sido discriminadas durante a dissolução de alguns dos cristais submetidos a espectrometria de massa por Bettencourt *et al.* (1999). As rochas da Suíte Serra Providência estão heterogeneamente deformadas pela Orogênese Candeias do Ciclo Sunsás, sendo transformadas em augen gnaisses (Scandollara *et al.* 1996), milonito gnaisses e pseudogranulitos e foram consideradas até há pouco tempo como rochas de embasamento antigo (Isotta *et al.* 1978; Leal *et al.* 1978). Um exemplo de augen gnaiss (W063), coletado próximo a Ouro Preto, possui zircão com 1569 ± 18 Ma (Santos *et al.* 2000), uma idade correspondente à Suíte Serra Providência e semelhante à idade do Charnockito Jaru ($1559 \pm$ Ma; Payolla *et al.* 1998). Outra amostra de granito deformado foi estudada por SHRIMP (GR333), a qual, além de mostrar idade U-Pb de cristalização em 1538 ± 8 Ma, revelou que a idade da deformação está entre 1369 e 1339 Ma, detectada em bordas metamórficas em dois cristais de zircão, com relações Th-U muito baixas (0,01). Payolla *et al.* (1998) registram um gnaiss sienogranítico com idade U-Pb em zircão de 1526 ± 12 Ma (idade Serra da Providência), no qual a idade U-Pb da monazita é 1200 Ma, mostrando o efeito metamórfico de outra orogênese do Ciclo Sunsás (agora a Orogênese Nova Brasilândia) sobre granitóide da Suíte Serra Providência.

As rochas graníticas rapakivíticas apresentam evidências de magma *mixing* e *mingling*, com características geoquímicas semelhantes aos granitos do tipo A, possuindo valores de $Y_{Nd(t)}$ que variam de -0,60 a +2,00 e T_{DM} de 1,89 a 1,76 Ga. Essa composição isotópica do Nd sugere que o magma é derivado de uma mistura de fusão de um manto empobrecido com fusão de fonte crustal mais antiga. Indica, também, posicionamento em ambiente pós-orogênico relacionado, possivelmente, ao colapso final da Orogenia Juruena.

Corpos gabróicos que incluem rochas ultramáficas e raros anortositos e que ocorrem em intrusões circulares a elípticas (Suíte Cacoal ou Cacaual) podem estar associados à Suíte Serra Providência, a exemplo de associação anortosito–rapakivi–charnockito–gabro (ARCG) existente em Roraima (unidades Repartimento–Mucajaí–Serra da Prata–Caracará; Santos *et al.* 1999). A idade mínima da unidade Cacaual é 1372 ± 21 Ma (K-Ar em ultramáfica; Teixeira, 1978), provavelmente mais uma idade afetada pela orogênese Candeias do Orógeno Sunsás.

Em termos de idade, há uma correlação da Suíte Serra Providência com associação ARCG em Roraima, onde a Suíte Rapakivi Mucajaí tem 1544 Ma (Gaudette *et al.* 1996) e a Suíte Charnockítica Serra da Prata tem 1556 Ma (Fraga *et al.* 1997).

Granitos rapakivi e charnockitos são pouco comuns a leste do Domínio Jamari, ou seja, no Domínio Roosevelt–Juruena, onde ocorre o Granito Aripuanã com 1542 ± 2 Ma.

Domínio Roosevelt–Juruena

Introdução

Este domínio representa a região a leste da Serra Providência, até os limites com o Domínio Peixoto de Azevedo da Província Tapajós–Parima no norte de Mato Grosso. É uma região ainda pouco conhecida, na qual a CPRM recentemente realizou levantamento geológico e geofísico (Projeto Alta Floresta), cujos dados ainda estão sendo interpretados. A inexistência de datações em diversas unidades, principalmente nas rochas dos complexos considerados como sendo o embasamento do domínio, impede a montagem de um quadro evolutivo coerente para a região. De modo simplificado, podem ser identificados quatro tipos de associações de rochas, cujo empilhamento estratigráfico ainda é preliminar: a) dois tipos de embasamento; b) suítes de granitóides calcialcalinos; c) grupos vulcânicos e vulcanossedimentares; e d) assembléia pós-orogênica (bacias sedimentares e granitos anorogênicos).

A hipótese aventada para a evolução do Domínio Roosevelt–Juruena corresponde à geração de uma sucessão de arcos magmáticos a partir da subducção de crosta oceânica sob a crosta pretérita Tapajós–Parima (Santos *et al.* 2000; Pinho *et al.* 2001). Isso é suportado pelas informações Sm-Nd que mostram evolução magmática com contaminação por crosta com idade semelhante às rochas da Província Tapajós–Parima (valores de $Y_{Nd(t)}$ variam de -1,37 a +0,55 e idades-modelo de 1,94 a 2,28 Ga). O magmatismo gerado é predominantemente félsico de alto potássio e as rochas vulcanossedimentares mostram correlação com dois tipos de ambientes. O Grupo Juru mostra analogias principalmente com ambiente de arco juvenil, com vulcanismo oceânico e sedimentação em retroarco e/ou fossa oceânica. Já os grupos Colíder e Roosevelt parecem representar uma combinação de vulcanismo de arco continental (tipo Andino) com sedimentação em bacias intra-arco (Intermontanas). Pinho *et al.* (2001) ainda consideram a possibilidade de um processo de rifteamento por colapso orogênico do Cinturão Tapajós–Parima, seguido da fusão da crosta Tapajós–Parima por aproximação de pluma mantélica produzindo magma félsico calcialcalino, concomitante com vulcanismo e deposição de sedimentos.

Embasamento

Ocorrem dois tipos principais de embasamento, um mais ao norte e mais antigo (complexos Monte Verde e Bacaeri–Mogno) e outro mais jovem e situado mais ao sul (Grupo Alto Juru).

O embasamento mais antigo é considerado duvidosamente como formado entre 2243 ± 130 Ma (errôcrona Sm-Nd) e 1850 Ma, enquanto o mais jovem foi gerado entre 1780 e 1740 Ma e é composto por unidades vulcanossedimentares. O Grupo Alto Jauru guarda correlação temporal com o Complexo Jamari do Domínio Jamari, enquanto o Complexo Bacaeri–Mogno parece englobar duas unidades distintas temporal e geneticamente. A unidade Bacaeri mostra semelhanças composicionais com o Complexo Jamari do Domínio Jamari, englobando tanto rochas com características de arco juvenil (tonalitos, dioritos e basaltos em fácies anfíbolito), como rochas derivadas possivelmente de turbiditos (paragnaisses de fácies anfíbolito). Todavia, pelo fato de estar mais deformada que vários granitóides que têm idades por volta de 1,80 Ga e também por incluir anfíbolito com idade isocrônica Sm-Nd com 2240 ± 130 Ma, é considerada por Lacerda *et al.* (2001) como sendo pré-Jamari (1,78 Ga) e pré-Juruena (1850 Ma?). Todavia, existem descrições em textos do Projeto Alta Floresta em que é assinalada uma transição entre as unidades Bacaeri (2243 ± 130 Ma) e Monte Verde (1,77 Ga). Já a parte Mogno do Complexo Bacaeri–Mogno é constituída predominantemente por charnockitóides ígneos com características de rochas pós-tectônicas, um dos quais está datado em 1775 ± 10 Ma. Portanto, a caracterização petrológica, a idade e os limites cronológicos das unidades Bacaeri–Mogno e Monte Verde ainda estão por serem mais bem determinados.

Evento tectono-metamórfico sob condições de fácies anfíbolito foi superimposto às rochas deste terreno no intervalo de 1,67 a 1,62 Ga. Esses resultados foram alcançados em bordas metamórficas em cristais de zircão de ortognaisses das porções central e sul-ocidental do Terreno Roosevelt–Juruena. Pinho (2002) relata a existência de um granito “deformado” com 1686 ± 12 Ma entre os rios Aripuanã e Juruena (Mato Grosso). Outro registro desse evento é a idade de metamorfismo em 1653 ± 42 Ma, obtida em zircão de anfíbolito Monte Verde por U-Pb SHRIMP (M. Pimentel, comunicação escrita, 2002). Essas idades são comparáveis com as idades tardi-Jamari do Domínio Jamari, como o Gnaiss Ouro Preto (1675 ± 12 Ma; Santos *et al.* 2000), biotita paragnaisse datado por Payolla *et al.* (2002) em 1673 ± 2 Ma; e os efeitos metamórficos em zircão do tonalito GR59 (1670 ± 6 Ma; Tab. IV.13). Esse processo metamórfico pode ser associado a uma fase orogênica colisional, marcada por metamorfismo de grau alto (anfíbolito inferior) – possibilitando a recristalização de zircão – e por marcante contribuição de rochas sedimentares. As rochas geradas por esse evento colisional devem ser separadas do Complexo Jamari, formado em outro ambiente tectônico e pelo menos 80 m.a. mais antigo. Para esse evento colisional com 1,67–1,65 Ga, o nome mais adequado parece ser Ouro Preto (Payolla *et al.* 2002). Outra implicação é que o Complexo Monte Verde ou parte dele pode ser bem mais jovem (*ca.* 1,67–1,65 Ga) do que

considerado até então (posição pré-Juruena na coluna estratigráfica regional $> 1,82$ Ga).

Suítes Graníticas Orognicas

Diversas suítes graníticas calcialcalinas foram formadas no reduzido intervalo de tempo de 1,84 e 1,77 Ga (suítes São Pedro, São Romão, Juruena, Nhandu, Apiacás, Paranaíta, Cristalino, Vitória), sendo que o relacionamento e a discriminação no campo entre esses granitóides são ainda incertos. Os dados disponíveis U-Pb indicam que as suítes orogênicas, incluindo seus representantes vulcânicos, correspondem a dois conjuntos principais, sendo interpretadas como geradas em dois arcos magmáticos distintos.

Os granitóides mais antigos estão agrupados nas suítes Juruena, Paranaíta e no Sienito Cristalino. A Suíte Paranaíta foi formada em um intervalo de tempo estimado em 15 m.a., deduzidos das idades U-Pb obtidas em zircões com 1793 ± 6 , 1801 ± 8 , 1803 ± 16 , 1819 ± 6 e 1816 ± 57 Ma, enquanto a Suíte Juruena apresenta idades U-Pb de 1823 ± 35 , 1848 ± 17 e 1817 ± 57 Ma (JICA/MMAJ, 2000). A idade do Sienito Cristalino, com 1806 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão), é indistinguível (dentro do erro) das idades das suítes Juruena e Paranaíta. O vulcanismo Mureru (desde “Moriru”, Pinho *et al.* 2001), com idades de 1848 ± 9 ; MSWD = 22 (aqui recalculada para 1818 ± 9 Ma; MSWD = 0,47) e 1801 ± 12 Ma (Pinho *et al.* 2001) é contemporâneo ao plutonismo tipo Juruena–Paranaíta e essas unidades vulcano-plutônicas podem representar o produto de um primeiro arco magmático continental na região, calcialcalino, tipo andino, o qual teria sucedido a geração do arco juvenil mais antigo (tipo Bacaeri). A participação de forma significativa da crosta continental na geração desse arco é sugerida pela idade-modelo T_{DM} de 2221 Ma (Paranaíta). Vulcanismo félsico associado a essa granitogênese Juruena–Paranaíta (primeiro arco magmático continental) corresponde às rochas vulcânicas Mureru (Pinho *et al.* 2001), com 1818 ± 9 Ma (MSWD = 0,47), idade essa recalculada de 1848 ± 9 Ma (MSWD = 22). Não há correlação possível de Mureru com Iriri, como considerado pelos autores (Pinho *et al.* 2001), pois o vulcanismo Iriri, com *ca.* 1870 Ma (Santos *et al.* 2001b), é bem mais antigo e não ocorre na Província Rondônia–Juruena.

Outro conjunto de granitóides calcialcalinos, mais jovem e que pode corresponder a um segundo arco continental, está representado pelo complexo Monte Verde (parte predominantemente juvenil), Suíte São Pedro (1784 ± 17 Ma; M. Pimentel, comunicação escrita, 2001) e pelo Tonalito Vitória (1785 ± 8 Ma; M. Pimentel, comunicação escrita, 2001), cujas idades-modelo T_{DM} de 2182 Ma sugerem um longo período de residência crustal. Também podem fazer parte desse segundo arco continental as suítes São Romão (1770 ± 9 Ma) e Nhandu e o Granito Apiacás. Este mostra maior derivação de rochas

crustais, com participação de rochas metassedimentares (granito tipo S) e, eventualmente, pode ser mais jovem e estar associado à fase colisional Ouro Preto (1,67-1,65 Ga). Este segundo arco continental parece estar mais preservado, o que é sugerido pela maior presença de vulcanismo félsico calcialcalino concomitante (Grupo Colíder; 1773 ± 5 , 1781 ± 8 e 1786 ± 17 Ma; JICA, 2000). Aparentemente existe um hiato de tempo de 15 e 25 m.a. entre a geração desses dois arcos continentais (Tab. IV.13).

Grupo Vulcânico, Vulcanossedimentar e Sedimentar-Vulcânico

Os grupos vulcânicos e sedimentares-vulcânicos (Beneficente, Roosevelt e Colíder), do princípio do Estateriano, são ligeiramente mais jovens ou parcialmente contemporâneos de algumas das suítes graníticas.

A Suíte Colíder é predominantemente vulcânica, com alguns corpos subvulcânicos associados, e apresenta idades mais antigas (1773 ± 5 , 1776 ± 10 e 1786 ± 17 Ma), Beneficente e Roosevelt e idades-modelo T_{DM} de 1,94 a 2,28 Ga ($Y_{Nd} = -1,37$ a $+0,55$; Pinho *et al.* 2001). O Grupo Roosevelt é vulcanossedimentar e mostra (dacito MQ96) idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ SHRIMP de 1740 ± 8 Ma (MSWD = 1,19), contendo zircão herdado com 1805 ± 11 Ma (Santos *et al.* 2000). É, portanto, aproximadamente 30–50 m.a. mais jovem que o Grupo Colíder. As idades-modelo (Sato e Tassinari, 1997) são semelhantes à idade ígnea de 1740 Ma e indicam um tempo mínimo de residência crustal. O Grupo Beneficente é essencialmente sedimentar, com algum vulcanismo félsico intercalado, sendo representado por um conjunto de rochas clásticas e carbonáticas de ambiente marinho raso, com camadas subordinadas de rochas piroclásticas. Os conglomerados basais da seqüência possuem zircão detrítico que forneceu idades no intervalo entre o Arqueano (2,64 Ga) e o final do Paleoproterozóico (1,72 Ga; Saes *et al.* 2002), indicando proveniência híbrida dos clastos derivados dos terrenos arqueanos da Província Amazônia Central a ENE, dos granitos da Província Tapajós-Parima e, principalmente, das rochas vulcânicas e plutônicas sotopostas do Terreno Roosevelt-Juruena, incluindo possivelmente os grupos Roosevelt e Colíder. No Domínio Jamari, amostra (W074) de tufo félsico intercalada neste grupo foi datada por U-Pb (Santos *et al.* 2000), tendo 1691 ± 73 Ma. Apesar da elevada incerteza, essa idade e a idade máxima de 1720 Ma obtida por Saes *et al.* (2002) mostram que o grupo é posterior aos grupos Roosevelt e Colíder, pelo menos 20 m.a. mais jovem. Parece ter ocorrido uma evolução desde um arco essencialmente vulcânico (Colíder, 1,77–1,78 Ga) até uma sedimentação de margem continental (Beneficente, 1,72–1,69 Ga), passando por situação intermediária de arco vulcânico com bacias intermontanas (Roosevelt, 1,74 Ga).

Suítes Pós-Orogênicas

Uma das principais distinções existentes entre os domínios Jamari e Roosevelt-Juruena é que neste último ainda não foram identificados corpos correlatos da Suíte Serra Providência e dos charnockitos Jaru, formados por volta de 1550 Ma. Esse fato talvez seja resultado da escassez de informações geológicas e geocronológicas nesse domínio, onde os granitos com características anorogênicas (composicionais, geoquímicas, estruturais, etc.) vêm sendo associados à Suíte Teles Pires (1757 ± 16 Ma; $T_{DM} = 2,10$ Ga; este trabalho). Todavia, apenas dois corpos dessa suíte, entre dezenas mapeadas como tal, foram datados até o presente. Essa idade indica que a Suíte Teles Pires é mais jovem que as rochas vulcânicas do Grupo Colíder e que os granitóides orogênicos (São Romão, São Pedro e Vitória). Estes são aqui interpretados como componentes de um arco magmático tipo andino. Este arco foi formado entre 1790–1770 Ma (Tab. IV.13), tendo ocorrido um pequeno lapso de tempo estimado em 13 a 30 m.a. para que ocorresse a conclusão da orogênese e a passagem para um ambiente continental. É um intervalo de tempo muito pequeno, se for comparado com intervalos semelhantes em outros domínios e províncias do cráton, como o intervalo Jamari-Providência, por exemplo, que corresponde a pelo menos 120 m.a. (Tab. IV.13). Na parte ocidental do Domínio Roosevelt-Juruena, um dos corpos anteriormente mapeados como Teles Pires, chamado de Granito Aripuanã, mostrou uma idade U-Pb de 1542 ± 2 Ma, a qual é comparável à idade da Suíte Serra Providência e corpos correlatos do Domínio Jamari. Assim, é bastante provável que outros corpos de granitos ora mapeados como pertinentes à Suíte Teles Pires sejam *ca.* 200 m.a. mais jovens e correlatos do Granito Aripuanã.

Coberturas sedimentares

Dois tipos de coberturas sedimentares foram geradas no domínio. A primeira e mais antiga é o Grupo Beneficente, que também ocorre no Domínio Jamari e a segunda, mais jovem, é a Formação Dardanelos. O Grupo Beneficente inclui depósitos marinhos e ocorre associado (Liberatore *et al.* 1972) com rochas vulcânicas submarinas (espilitos, queratófiros) e parece ter sido depositado em ambiente de margem continental passiva. Sua idade é estabelecida por tufo intercalado e datado em 1691 ± 73 Ma (Santos *et al.* 2000) e sua idade máxima foi determinada em zircão detrítico (Saes *et al.* 2002): 1710 Ma. O grupo está dobrado e deformado por um evento transpressivo com idade atribuída de 1630 Ma (Lacerda Filho *et al.* 2001).

A Formação Dardanelos forma platôs preservados em grábens e consiste de cobertura sedimentar horizontalizada, que ocorre na região norte/noroeste de Mato Grosso, sobreposta

em discordância angular/erosiva às rochas dos grupos Roosevelt, Colíder, Beneficente e as demais unidades de rochas que constituem o embasamento regional. É produto de sedimentação em ambiente continental (arenitos feldspáticos, arenitos ortoquartzíticos, arcóseos e conglomerados) e teve sua idade máxima determinada em zircão detrítico com 1300 Ma (Saes *et al.* 2002). Esse fato demonstra que a formação é pelo menos 300 m.a. mais jovem que o Grupo Beneficente e que pode ser comparada com as formações Palmeiral e Aguapeí e pode fazer parte da extensa sedimentação pós-Sunsás em bacias de antepaís. As idades de zircão detrítico entre 1,97 e 1,38 Ga sugerem proveniência a partir de rochas dos arcos magmáticos do Domínio Roosevelt–Juruena, dos granitos Serra da Providência e de rochas da Província Tapajós–Parima.

Província Sunsás

Introdução

Rochas com idades do final do Mesoproterozóico (Esteniano)/ princípio do Neoproterozóico (Toniano) têm sido reconhecidas no extremo sudoeste do cráton desde Priem *et al.* (1971), quando alguns entre os granitos estaníferos de Rondônia foram datados (Rb-Sr) em 980 Ma e desde então relacionados com a Orogênese Grenville de Laurência. A estreita faixa ocidental do Cráton Amazonas (Fig. IV.3) tem sido incluída em reconstruções do continente meso-neoproterozóico Rodínia (Renne *et al.* 1989; Dalziel, 1992; Sadowski e Bettencourt, 1996), o qual teria resultado da fusão de Amazônia e Laurência por volta de 1,20–1,10 Ga. Litherland *et al.* (1989) propuseram a existência de faixa orogênica na Bolívia, chamada Sunsás, com idade de *ca.* 1000 Ma e um *trend* noroeste, a qual foi correlacionada com a faixa Aguapeí no Brasil. A província Sunsás passou a ser considerada no modelo geotectônico do Cráton Amazonas de Teixeira *et al.* (1989) e de Tassinari *et al.* (1996), porém confinada ao território boliviano. A existência de uma larga faixa de rochas produzidas pelo Ciclo Grenville (Grupo Nova Brasilândia; Rizzotto *et al.* 1999) mostra que as rochas da orogênese Sunsás estão bem distribuídas na região central de Rondônia, *ca.* 400 km a nordeste do *front* da faixa Sunsás na Bolívia (Litherland *et al.* 1989; Tassinari, 1996), o que levou Santos *et al.* (2000) a ampliarem a extensão da faixa Sunsás no cráton. Rochas geradas pelo Ciclo Grenville foram constatadas na Colômbia, muito próximas da fronteira com o Brasil (Vulcânicas Yaca-Yaca e Formação Piraparaná; Priem *et al.* 1982), além das conhecidas ocorrências de rochas grenvillianas de alto grau na base da Cordilheira Oriental da Colômbia (Complexos Garzón e Santa Marta; Kroonenberg, 1982;

Priem *et al.* 1989), Goldstein *et al.* (1997) detectaram zircões grenvillianos em areia ativa do rio Orenoco. Santos *et al.* (2003a) registram em 1,33 Ga o metamorfismo regional da faixa K'Mudku na Província Rio Negro, e este trabalho revela a existência de um granito com 1,33 Ga em Roraima (Granito Saracura). Essas todas são evidências da extensão e dos reflexos intracratônicos da colisão Sunsás. Os efeitos da colisão Sunsás sobre a área cratônica a leste são identificados em cisalhamentos e cavalgamentos de idade Sunsás (Episódio Milonítico K'Mudku; Barron, 1966), que se refletem em centenas de idades Rb-Sr rejuvenescidas.

No entendimento de Santos *et al.* (2000) não houve condições e espaço de tempo que permitissem a existência de uma província intermediária ou ciclo orogênico intermediário (no tempo e no espaço) entre as províncias Sunsás e Juruena–Rondônia (1,82–1,52 Ga). Assim sendo, englobaram as rochas associadas a uma província intermediária chamada Rondônia–San Ignacio (1,50–1,30 Ga; Tassinari *et al.* 1996) principalmente na Província Sunsás e secundariamente na Província Juruena–Rondônia. Efetivamente, os dados atuais permitem propor longa duração para o ciclo Sunsás, entendido como um complexo orógeno convergente na margem ocidental do cráton.

As evidências de longa evolução orogênica, desde pelo menos 1,45–1,42 Ga até 1,10 Ga, mantendo a mesma direção geral da convergência (sentido geral para N50°E e N70°E) e originando série de arcos sucessivos sem haver o registro de importantes hiatos temporais, fazem que as rochas originadas nesse período sejam interpretadas como o produto de um longo ciclo orogênico. Dessa forma, o bloco Parágua na Bolívia (*ca.* 1,40 Ga; Litherland *et al.* 1989) situado entre dois *fronts* colisionais e tardios do ciclo Sunsás e que era entendido como um cráton (alóctone?) é reinterpretado como sendo parte dos primeiros arcos (tipo San Ignacio e Santa Helena) do ciclo Sunsás. Esse entendimento se aproxima da proposição original de Cordani *et al.* (1979) quando propuseram a Província Rondoniana (Rondônia) no intervalo de tempo de 1400–1000, ou seja, como produto de 400 m.a. de evolução crustal. Dessa forma o bloco Parágua (*ca.* 1,40 Ga) é aqui reinterpretado apenas como a zona mais antiga do ciclo orogênico e menos afetada pela orogênese, não sendo, ao que tudo indica, um verdadeiro cráton.

A colisão Sunsás–Grenville incidiu sobre uma margem continental constituída por rochas da Província Juruena–Rondônia, compostas de modo simplificado por embasamento juvenil tipo Jamari (1,74–1,78 Ga) e por granitóides pós-tectônicos tipo Serra Providência (1,55 Ga). Esse fato explica a existência na Província Rondônia–Juruena de inúmeras idades Rb-Sr rejuvenescidas e sem significado geológico algum, pois podem mostrar quaisquer valores entre 1,78 e 1,10 Ga.

O Ciclo Orogênico Sunsás e sua Correlação com o Ciclo Grenville

O estudo U-Pb SHRIMP de Santos *et al.* (2003b), com base em datações de zircão e titanita de oito amostras de rochas, indica que o Orógeno Sunsás foi desenvolvido em um amplo intervalo de tempo (1450–1100 Ma) correspondendo a um ciclo orogênico completo (Fig. IV.14). Esse orógeno é a faixa que contém as rochas formadas e deformadas durante o Ciclo Orogrênico Sunsás. Os dados disponíveis permitem caracterizar três orogêneses principais no Ciclo Sunsás: Orogrênese Santa Helena (dominantemente juvenil), Orogrênese Candeias (combinação de arco continental com orogênese colisional) e Orogrênese Nova Brasilândia (colisional). As idades dessas três orogêneses são comparáveis ao espectro quase completo das orogêneses grenvillianas da América do Norte (Tab. IV.14). O estudo das idades de zircão detrítico é uma ferramenta importante para o entendimento das áreas-fonte da sedimentação e para o registro dos períodos de maior atividade magmática félsica. Oitenta e nove grãos detríticos foram coletados por Santos *et al.* (2003b) em amostras de rochas

tardi-Sunsás (unidades metassedimentares Nova Brasilândia, Iata e Santa Elina) e pós-Sunsás (coberturas sedimentares Palmeiral e Pacaás-Novos). O espectro dos resultados concordantes mostra cinco picos de atividade (geração de rochas ígneas) em 1560 Ma, 1450 Ma, 1320 Ma e 1190 Ma (Fig. IV.15). As idades mais antigas, em torno de 1560 Ma, não têm correlação como as faixas grenvillianas e labradorianas da América do Norte, mas mostram evidente derivação dos quadrantes leste e nordeste desde o interior do Cráton Amazonas, mais especificamente dos granitóides tipo Serra Providência e Cachoeirinha, da vizinha e mais antiga Província Jurueña–Rondônia. As idades ao redor de 1450 Ma são típicas das faixas Santa Helena (SW Mato Grosso) e San Ignacio (Bolívia) e representam a primeira orogênese do Ciclo Sunsás, que é aqui correlacionada com a faixa Pinwariana e com a *Eastern Granite Rhyolite Province* de Laurência. O grupo de zircão com 1320 Ma representa o registro de uma segunda orogênese, a Orogrênese Candeias, a qual é comparável em idade aos gnaisses com 1350–1310 Ma do Complexo Mount Holly em Vermont. O Batólito Alto Candeias tem idades de 1346 ± 5 Ma e 1338 ± 4 Ma (Bettencourt *et al.* 1999a).

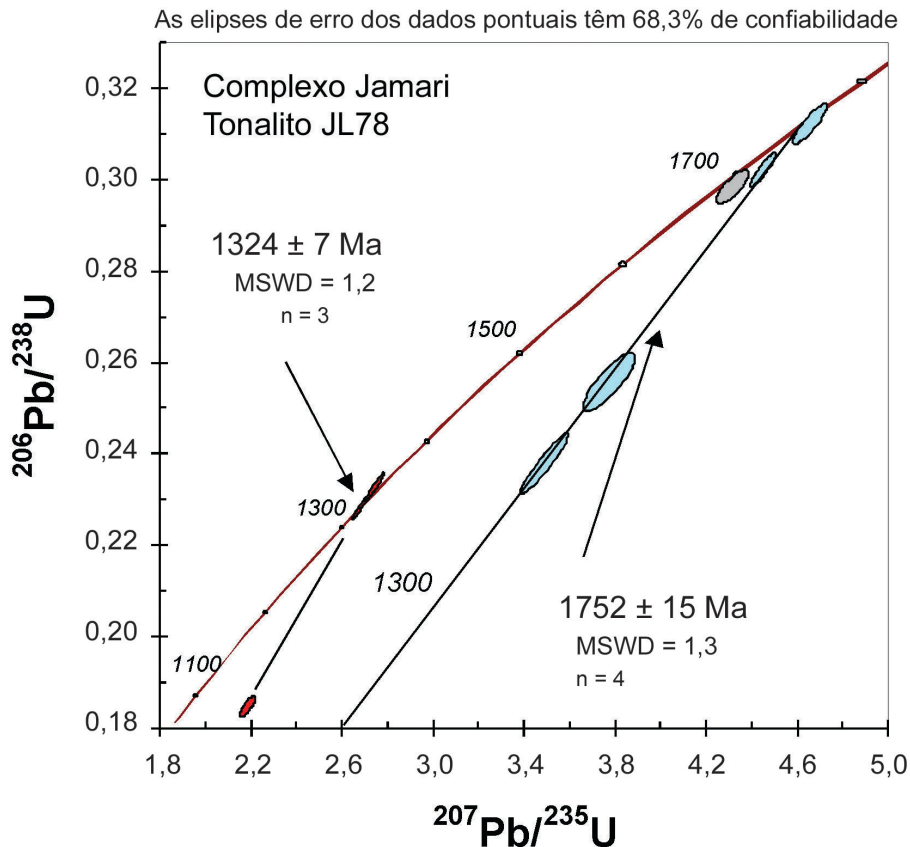


Figura IV.14 – Diagrama de concórdia com idades U-Pb em zircão de tonalito do Complexo Jamari (JL78). Idade ígnea em 1752 ± 15 Ma e metamorfismo em 1324 ± 7 Ma (metamorfismo Candeias)

Figure IV.14 – Concordia plot of zircon U-Pb ages of Jamari Tonalite Complex (JL78). Igneous age at 1752 ± 15 Ma and metamorphic age at 1324 ± 7 Ma (Candeias metamorphism)

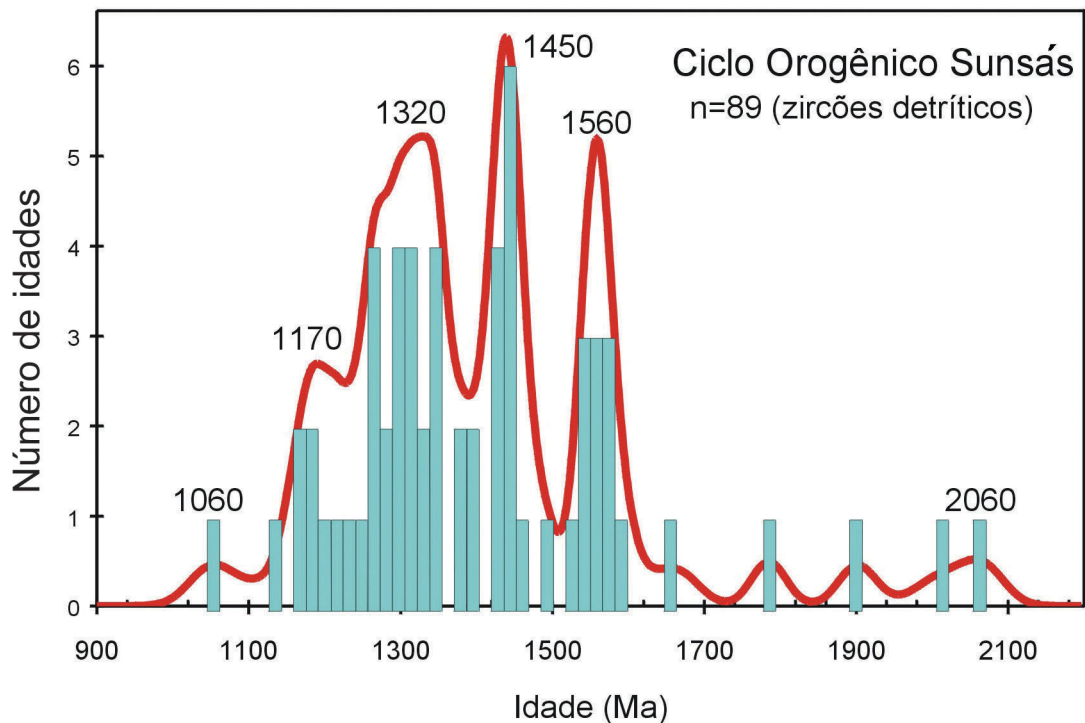


Figura IV.15 – Principais períodos de atividade orogênica (magmatismo félsico) durante o Ciclo Sunsás, indicados pelos agrupamentos de idades de zircão detrítico proveniente de arenitos pós-Sunsás (Palmeiral e Pacaás–Novos) e de quartzitos tardi-Sunsás (Iata, Santa Elina, Nova Brasilândia)

Figure IV.15 – Main periods of orogenic felsic magmatism during the Sunsás Orogen, as indicated by the grouped U-Pb ages of detrital zircon derived from post-Sunsás sandstones (Palmeiral e Pacaás–Novos formations) and tardi-Sunsás (Iata, Santa Elina, Nova Brasilândia formations) quartzites

| Tabela IV.14 Correlações entre os Ciclos Orogênicos Sunsás e Grenville | | | |
|--|---|--|---|
| Table IV.14 Correlation between the Sunsás and Grenville Orogenic Cycles | | | |
| | FASE | NOMENCLATURA | CORRESPONDÊNCIA EM LAURÊNCIA |
| Pós-Sunsás | Bacia de foreland, pós-orogênica Granitos anorogênicos III | Palmeiral, Pacaás-Novos, Prainha, < 1030 Rondônia, 998-974 Rio Pardo, 1016-982 | Middle Run (bacia de antepaís), < 1048 |
| Ciclo Orogênico Sunsás | Granitos anorogênicos II | Santa Clara, 1080 | Orogênese IV Orogênese Ottawana, 1090-1035 |
| | Orogênese III | Nova Brasilândia, colisional, 1230-1110 | Orogênese Elseviriana, 1290-1190 |
| | Orogênese II | Candeias, acrecional e colisional, 1387-1312 | Composite Arc Belt, 1320 |
| | Orogênese I | Santa Helena, acrecional, 1456-1419 | Orogênese Pinwariana e EGRP, 1480-1420 |
| Ciclo Orogênico | Granitos anorogênicos I, pós-Juruena | Serra Providência, 1532-1573 Cachoeirinha (?), 1564-1536 | Grupo Wakeham, 1520 |
| | Orogênese colisional | Ouro Preto (Pós-Jamari), 1670-1630 | Orogênese Labradoriana, 1700-1630 |
| | Orogêneses indiscriminadas | Jamari, 1810-1740 Jauru, 1780-1740 | Killarney Belt, 1750-1730 |

Notas: Idades em Ma (milhões de anos) EGRP= Eastern Granite Rhyolite Province

O metamorfismo relacionado com essa orogênese é encontrado em bordas metamórficas (1324 e 1339 Ma) em zircão de rochas mais antigas, tanto da Suíte Serra Providência (GR333, 1510 Ma), como do Complexo Jamari (JL78, 1752 Ma). A terceira orogênese corresponde às idades em zircão cerca de 1230–1110 Ma (Orogênese Nova Brasilândia), a qual é equivalente em idade à Orogênese Elzevirian do Ciclo Grenville. Apenas dois grãos mais jovens que 1110 Ma (pós-Nova Brasilândia) foram identificados, os quais poderiam representar os primeiros indícios de uma quarta e última orogênese, comparável à Orogênese Ottawan de Laurência. Todavia, como ainda não são conhecidas rochas orogênicas formadas entre 1100 e 1000 Ma ao longo de toda faixa dobrada Sunsás, é mais plausível associar as duas idades acima mencionadas como derivadas de zircão de granitos estaníferos estenianos. Diversos corpos desse tipo ocorrem em Rondônia (maciços Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga), com idades de 1080 ± 27 Ma e 1082 ± 5 Ma (Bettencourt *et al.* 1997).

Uma questão em discussão se refere à relação evolutiva entre as províncias Sunsás e Rondônia–Juruena, se elas representam províncias distintas ou se são o produto de um mesmo ciclo orogênico convergente de longa duração (1,80–1,00 Ga), a exemplo do ocorrido no sudeste de Laurência (Karlstrom *et al.* 2001) e sugerido por Tohver *et al.* (2002) para o sudoeste do Cráton Amazonas. Entendemos que são duas províncias distintas, com base nos seguintes argumentos: a disposição estrutural da faixa orogênica Sunsás (N40°W a N25°W) trunca discordantemente a faixa orogênica Juruena–Rondônia (de WNW a E–W); aparente inexistência de rochas orogênicas geradas no intervalo de tempo entre 1,55 e 1,70 Ga (rochas com idades nessa faixa representam associações não-orogênicas, como granitos rapakivi, charnockitóides pós-tectônicos e coberturas de plataforma). Em Laurência, onde alguns autores admitem a existência de um ciclo orogênico com 800 m.a. de duração (Karlstrom *et al.* 2001), o intervalo de tempo entre 1,70 e 1,55 Ga, ao contrário do sudoeste do Cráton Amazonas, é caracterizado por rochas orogênicas, que correspondem à Orogênese Labradoriana (1,70–1,60 Ga; Rivers, 1997), sem equivalente no Cráton Amazonas.

Orogênese Santa Helena

Esta orogênese inclui em Mato Grosso diversas unidades estudadas e datadas por Geraldès *et al.* (2001), como as suítes Intrusivas Santa Helena (1456–1419 Ma) e Rio Branco (1471 \pm 8 a 1427 \pm 10 Ma), o Tonalito Lavrinha (1465 \pm 4 Ma) e o Granito Maraboa (1449 \pm 7 Ma). Em Rondônia há o registro de importante população de zircão detrítico com 1450 Ma em rochas orogênicas e pós-orogênicas (Santos *et al.* 2001b). É possível que muitas idades Rb-Sr rejuvenescidas no intervalo

1400–1450 Ma estejam refletindo eventos da orogênese Santa Helena, o que também é aplicável aos granitóides San Ignacio (Litherland *et al.* 1989) que até o presente dispõem somente de dados Rb-Sr. O batólito Santa Helena foi detalhado por meio de geocronologia U-Pb (Geraldès *et al.* 2001), com 53 datações U-Pb em zircões. Os dados geocronológicos indicam que o episódio magmático gerador das rochas da Suíte Santa Helena teve duração em torno de 37 m.a., pois as idades U-Pb variam desde 1419 ± 4 Ma até 1456 ± 34 Ma no batólito principal. Os resultados Sm-Nd são relativamente uniformes com $\epsilon_{Nd(t)}$ entre +2,60 e +4,00 e T_{DM} variando de 1,48 a 1,63 Ga (Geraldès *et al.* 2001). Esses autores interpretam a suíte como resultante de arco juvenil que foi acretado à rochas do Terreno Jauru (1,79–1,74 Ga; Geraldès *et al.* 2001) da Província Rondônia–Juruena.

Orogênese Candeias

Essa orogênese é composta por granitóides predominantemente sieno e monzograníticos, interpretados como gerados em ambiente de arco continental, entre os quais as suítes Santo Antônio (Bettencourt *et al.* 1999), Alto Candeias e Teotônio, com idades entre 1312 e 1387 Ma. Também é marcada por metamorfismo de alto grau, o qual recristalizou zircão de rochas preexistentes, notadamente em zonas de cisalhamento de idade Candeias, e que afeta a província vizinha (Domínio Jamari). Os dados isotópicos U-Pb em zircão das rochas da Suíte Santo Antônio (Bettencourt *et al.* 1999) indicaram quatro idades individuais entre 1365 e 1323 Ma (amostra BP3/1). A Suíte Intrusiva Alto Candeias é identificada principalmente pelo Batólito Alto Candeias, monzogranitos porfíricos com idades U-Pb (método convencional em zircão) de 1346 ± 5 Ma e 1338 ± 4 Ma (Bettencourt *et al.* 1999). Datação por U-Pb SHRIMP em zircão de biotita-hornblenda monzogranito resultou na idade de 1347 ± 16 Ma (Santos, dados não-publicados). Cabe destacar que os batólitos Alto Candeias e Santo Antônio não apresentam características de campo e geoquímicas de granitos tipo rapakivi (Isotta *et al.* 1978; Souza e Marques, 1974).

Outras evidências dessa orogênese foram detectadas em população de zircão detrítico com 1320 Ma (Fig. IV.14; Santos *et al.* 2001c) e em recristalizações metamórficas de alto grau, com baixas relações Th-U, encontradas em zircão das unidades Serra Providência (GR333, 1510 ± 8 Ma) e Jamari (JL78, 1752 ± 14 Ma). As idades desse metamorfismo são 1324 ± 6 Ma (JL78) e 1339 ± 8 Ma (GR333). Tassinari *et al.* (1999) analisaram zircão atribuído a fácies granulito em amostra do Complexo Jamari, determinando idade de 1331 ± 8 Ma (amostra R08) para o metamorfismo, aqui associado à orogênese Candeias.

Orogênese Nova Brasilândia

Essa orogênese corresponde a uma fase colisional que gerou unidades metassedimentares (turbiditos e arenitos de retroarco e de bacias intra-arco), granitóides tipo-S derivados das rochas metassedimentares e vulcanismo basáltico associado. As unidades representantes são o Grupo Nova Brasilândia, o Quartzito Iata e parte do Grupo Aguapeí e sua duração é estimada em 130 m.a., variando desde 1240 até 1110 Ma, de acordo com os dados isotópicos disponíveis.

O Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto *et al.* 1999) é composto por rochas metassedimentares de baixo/médio grau metamórfico (xistos, filitos, paragnaisses, anfibolitos, rochas calcissilicáticas, quartzitos, formações ferríferas e raros metatufos) dobrados com eixos segundo a direção WNW–ESE e subdivididos nas formações Migrantinópolis e Rio Branco. O metamorfismo alcançou condições localizadas de anatexia, formando bolsões de leucogranitos tipo-S, cujas idades U-Pb de 1113 ± 56 Ma e 1110 ± 8 Ma estabelecem a idade mínima para as rochas metassedimentares (Rizzotto *et al.* 1999). Os grãos de zircão detrítico de um paragnaisse (GR66), datados pelo método U-Pb SHRIMP (Santos *et al.* 2001c), revelaram uma população principal com $1215 \pm$ Ma, além de uma população mais jovem com 1136 Ma, o que limita a idade da sedimentação entre 1136 e 1110 Ma. Outras duas populações, com as idades de 1320 ± 20 Ma e 1417 ± 35 Ma, parecem ser derivadas das duas orogêneses anteriores, Candeias e Santa Helena. Tanto os dados U-Pb como Sm-Nd no Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto *et al.* 1999) indicam fontes crustais bem mais antigas para a unidade (idades-modelo T_{DM} entre 1,91 e 1,63 Ga).

Dois seqüências distintas têm sido referidas ao Grupo Aguapeí, uma dobrada e metamorfisada e outra tabular e sem metamorfismo regional, sendo admitida uma gradação lateral na deformação e metamorfismo da unidade (Saes, 1999). A exemplo do constatado em outras unidades proterozóicas do cráton, em outras unidades anteriormente consideradas como apresentando metamorfismo e deformação heterogêneos, o mais provável é que o Grupo Aguapeí represente duas fases de sedimentação distintas no tempo. A parte superior e quase não deformada pode corresponder à Formação Morro Cristalina, enquanto a parte inferior, mais antiga e deformada, é identificada com a formação Fortuna e Vale da Promissão. A parte superior é interpretada como de origem pós-Sunsás, podendo ser comparada em idade com as formações Palmeiral de Rondônia e Huanchaca da Bolívia. Já as formações inferiores apresentam características orogênicas e são comparadas com o Grupo Nova Brasilândia e o Quartzito Iata de Rondônia e com o Grupo Sunsás da Bolívia. A presença de inconformidade entre seqüências sedimentares dobrada e não-dobrada é evidente em imagens de satélite, como nas regiões dos platôs Pacaás–Novos e Huanchaca.

Quartzito que hospeda mineralização de ouro na mina Santa Elina (Grupo Aguapeí I, Formação Fortuna) foi estudado por U-Pb SHRIMP (Santos *et al.* 2001c) mostrando herança clástica semelhante àquela da amostra da área-tipo do Grupo Nova Brasilândia (GR66), com populações de zircão derivadas das orogêneses Santa Helena (1453 e 1420 Ma) e Candeias (1323 Ma). A idade máxima é determinada pela idade da população mais jovem, 1231 ± 14 Ma (Santos *et al.* 2001c).

Evolução Pós-Sunsás

As unidades estratigráficas mais jovens no Proterozóico do Cráton Amazonas, que não estão afetadas pela última orogênese do ciclo Sunsás são reunidas no grupo de unidades pós-Sunsás. As rochas mais jovens conhecidas desse ciclo são os granitos tardios, tipo-S, originados pela fusão de rochas metassedimentares Nova Brasilândia, e que têm idades de 1098 ± 10 e 1100 ± 8 Ma (Rizzotto *et al.* 1999). Rochas mais jovens que *ca.* 1100 Ma são relacionadas com ambiente mais estabilizado no cráton, quando foram geradas cinco associações de rochas: a) Suíte Santa Clara, granitos estaníferos formados em torno de 1080 Ma; b) Suíte Rondônia, granitos estaníferos (995 Ma); c) Basaltos e intrusões tipo Nova Floresta (980 Ma, K-Ar); d) Chaminés alcalinas tipo Teotônio; e e) sedimentação em bacia tipo antepaís (Prainha, Palmeiral, Pacaás–Novos e Huanchaca).

A primeira suíte granítica pós-orogênica é a Suíte Intrusiva Santa Clara (Bettencourt *et al.* 1997), que engloba vários corpos estaníferos do nordeste de Rondônia, tais como os maciços Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga. Os dados isotópicos U-Pb em zircão das rochas graníticas da suíte (Bettencourt *et al.* 1997) indicaram as seguintes idades: 1072 ± 4 Ma (recalculada 2 σ ; MSWD = 0,50) para o maciço Santa Clara (quartzo-monzonito); 1080 ± 27 Ma para o maciço Oriente Novo (hornblenda-biotita monzogranito) e 1082 ± 5 Ma para o maciço Manteiga (biotita sienogranito porfirítico).

Os granitos estaníferos mais jovens (*Younger Granites of Rondônia*; Kloosterman, 1967), agora designados Suíte Intrusiva Rondônia, datados por Priem *et al.* (1971) por Rb-Sr em 980 Ma, apresentam idades similares por U-Pb em zircão, conforme Bettencourt *et al.* (1999), situadas entre 998 e 991 Ma, como os maciços Maçangana (989–980 Ma), São Carlos (993–977 Ma), Caritianas, Pedra Branca (996–981 Ma), Santa Bárbara e Jacundá.

Outras suítes graníticas parecem ter correspondência cronológica com a Suíte Rondônia. Entre elas, as suítes Costa Marques (Scandolaro *et al.* 1999) e Guapé (Barros *et al.* 1982) também representam magmatismo pós-Sunsás. Apesar de não disporem de datações por U-Pb, os valores das idades por Rb-Sr (isócrona de referência), bastante imprecisos, correspondem a 962 ± 72 Ma (Barreto e Mantovani, 1975) ou 1018 ± 76 Ma

(Teixeira e Tassinari, 1984) para a Suíte Costa Marques e 950 ± 40 Ma para a Suíte Guapé. Granito dessa última apresenta idade-modelo T_{DM} de 1,27 Ga, indicando derivação de rochas do Orógeno Sunsás.

O magmatismo máfico Nova Floresta corresponde a derrames e intrusões máficas concentradas na parte central de Rondônia, notadamente no setor oriental do platô Pacaás–Novos. Sua posição stratigráfica é controversa, pois sua relação com a Formação Palmeiral é indefinida, com proposições de que possa ser tanto pré-Palmeiral (Torres *et al.* 1979), como pós-Palmeiral (Souza *et al.* 1975), ou mesmo que as duas unidades sejam contemporâneas (Leal *et al.* 1978; Tassinari, 1996). Tem sido correlacionado com outros eventos de magmatismo máfico estenianos, como Cachoeira Seca no Tapajós e Cojubim no noroeste da Província Rio Negro (Santos e Oliveira, 1978).

Datações radiométricas K-Ar em basaltos forneceram idades que variam entre 967 ± 17 e 1098 ± 17 Ma (Leal *et al.* 1978). Datações recentes por Ar-Ar (Tohver *et al.* 2002) em biotita de duas amostras de gabro correspondem a 1203 ± 4 Ma e 1198 ± 3 Ma. Também obtiveram uma idade mais jovem de 1062 ± 3 Ma em basalto (rocha total), a qual foi interpretada pelos autores como idade mínima para o magmatismo. Todavia, enquanto o basalto mais jovem (NF14) foi coletado em área mapeada como Formação Nova Floresta, ao longo de vale no rio Jaci–Paraná na borda norte da serra Pacaás–Novos, os gabros mais antigos (NF6 e NF7) estão situados fora da faixa máfica Nova Floresta que bordeja a serra, 30 km a nordeste de sua borda, e podem representar uma entre diversas intrusões máficas de idade Nova Brasilândia e pré-Nova Floresta que ocorrem na região. As idades por volta de 1200 Ma mostram que os gabros pré-Nova Floresta são mais antigos que a Formação Palmeiral, pois a idade máxima desta é 1031 ± 29 Ma (U-Pb em zircão detrítico, porém 18% discordante) ou 1062 ± 3 Ma (idade Ar-Ar em basalto intercalado na sua base). Também reforçam a correlação temporal com as máficas Cachoeira Seca do Tapajós (1192 ± 8 Ma; U-Pb em baddeleyita, Santos *et al.* 2002a). Essas rochas máficas sempre foram consideradas como sendo pós-orogênicas (Santos e Oliveira, 1978; Teixeira, 1978; Scandolaro *et al.* 1999), mas apresentam idade (ca. 1200 Ma) que corresponde ao estágio inicial da última orogênese do Ciclo Sunsás (Nova Brasilândia, 1230–1110 Ma), cujos representantes situam-se a poucos quilômetros a sul e sudeste da área-tipo Nova Floresta. Pela distribuição em planta, a interpretação é de que as intrusões gabróicas com 1200 Ma representam magmatismo pós-orogênico em relação à Orognese Candeias (1387–1312 Ma) que, apesar de situado próximo ao *front* Nova Brasilândia, não foi afetado por essa última orogênese. Já os basaltos da borda norte da Serra Pacaás–Novos, que apresentam idade Ar-Ar de 1062 Ma (idade T_{DM} de 1567 Ma), são posteriores à última orogênese e incluídos,

juntamente com as suítes Rondônia e Santa Clara, no conjunto de unidades pós-Sunsás.

A erosão da Cordilheira Sunsás após 1030 Ma gerou extensiva deposição clástica interna (sobre o continente), composta principalmente por depósitos fluviais constituindo uma ou mais bacias tipo antepaís, com material transportado de oeste e sudoeste para o interior do continente. Os litótipos da Formação Palmeiral, que é unidade menos desconhecida nesse tipo de depósito, foram gerados principalmente em sistema fluvial *braided* proximal ou de leque fluvial (Bahia e Pedreira, 1999). Atualmente, restos dessa sedimentação estão preservados em grábens, como Pacaás–Novos, Palmeiral, Uopione, Fortaleza e Igarapé Preto. Todas essas unidades estão abrigadas na designação Formação Palmeiral (Scandolaro *et al.* 1999), mas é provável que essas bacias sejam compostas por diversas formações superpostas. Esses depósitos são derivados não só da faixa Sunsás, mas também ocorreu importante contribuição de granitos-charnockitos Serra da Providência, situados a leste e nordeste da bacia Palmeiral, como sugerido pelas idades U-Pb em zircão detrítico (Santos *et al.* 2002b).

Outras unidades que também podem ter sido sedimentadas em tempos pós-Sunsás são as formações Prainha (médio rio Aripuanã), Dardanelos (alto rio Aripuanã), Huanchaca (Bolívia) e parte da Formação Aguapeí do noroeste de Mato Grosso. Equivalentes dessas bacias de antepaís pós-Sunsás são encontradas no hemisfério norte nas bacias pós-Grenville Middle Run (Ohio) e Torridon (Escócia) (Santos *et al.* 2002b).

Referências Bibliográficas

- Abreu, A.S., Dall'Agnol, R., Araújo, J.F.V. 1976. Petrografia e Amostragem do Bloco E-III, Folha SA.19-Içá. Projeto Radar na Amazônia, Belém, *Relatório analítico*, 23 p.
- Alkmin, F.F., Marshak, S. 1998. Tranamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**:29-58.
- Almeida, F.F.M., Nogueira Filho, J.V. 1959. *Reconhecimento geológico no rio Aripuanã*. Departamento Nacional da Produção Mineral, Boletim **199**:1-43.
- Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological Division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*, **1**:29-46.
- Almeida, F.F.M., 1978. *Tectonic map of South America*, 1:5.000.000. Explanatory note. Brasília, DNPM/CGMW/UNESCO, 23 p.
- Almeida, F.F.M., Neves, B.B.B., Carneiro, C.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, **50**:77-111.
- Almeida, M.E. 1997. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no Estado do Amazonas. In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP/SBG-NO, Belém, p. 22-45.
- Almeida, M.E. 2000. Suíte Intrusiva Igarapé Reilau. In: CPRM. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B*,

- Projeto Serra Imeri, Nota Explicativa*. Manaus (CD-ROM).
- Almeida, M.E., Fraga, L.M.B., Macambira, M.J.B. 1997a. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, Resumo*, 34-37.
- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., Scheller, T. 1997b. Içana Intrusive Suite: Age Pb/Pb (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. *In: South American Symposium on Isotopic Geology, Campos do Jordão, Resumo*, 31-33.
- Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Ferreira, A. 2000. *Geologia da folha SB.21-V-D- Mamãe Anã. Projeto Tapajós*. CPRM, Rio de Janeiro, 238 p.
- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., Faria, M.S.G. 2002. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, Anais*, p. 434.
- Althoff, F., Barbeyb, P., Boullierc, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archaean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**(3/4):187-206.
- Amaral, G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Mestrado, 212 p.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., João, X.S.J., Costa, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *In: Congresso Latinoamericano de Geologia, 7, Extended Abstracts, Anais*, 324-333.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N. 1991. *Projeto Grande Carajás, folha SB.22-Z-A-Serra dos Carajás*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, Belém.
- Araújo Neto H., Costi H.T. 1979. *Projeto Tapuruquara II. Manaus, DNPM/CPRM, 2v. (Relatório Final)*.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Scheller, T., Araújo, O.J.B., Macambira, E.M.B. 1994. Geocronologia Pb-Pb por evaporação de zircão e Rb-Sr em rocha total do Granito Seringa, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Anais*, 2:387-388.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia Jr., F.C., Macambira, M.J.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(4):453-460.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C. 2001. Geocronologia Pb-Pb em Zircão e Sm-Nd em Rocha Total da Porção Centro-Norte do Amapá. Implicações para a Evolução Geodinâmica do Escudo das Guianas. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop II, CD-ROM*, 8-11.
- Bahia, R.B.C., Pedreira, A. 1999. Classificação global da bacia Parecis no Estado de Rondônia. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, 6, Boletim de Resumos Expandidos*, 450-453.
- Bahia, R., Quadros, M. 2000. *Geologia da folha SB.21-X-C- Caracol. Projeto Tapajós*. CPRM, Rio de Janeiro, 218 p.
- Barbosa, J.P.O., Barros, C.E.M., Macambira, M.J.B. 2001. Geologia e geocronologia do stock granítico Geladinho, região de Parauapebas, Província Mineral de Carajás. *In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, CD-ROM*, 13-16.
- Barbosa, J.P.O., Lafon, J.M. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr de granitóides arqueanos da região de Redenção, sudeste do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**:255-264.
- Barbosa, O., Andrade Ramos, J.R. 1959. Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. Rio de Janeiro, CPRM, *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **196**:1-49.
- Barreto, P.M.C., Mantovani, M.S.M. 1975. Geocronologia do Território de Rondônia e sudoeste de Mato Grosso. São Paulo. *Ciência e Cultura (Suplemento)* **27**(7):1-186.
- Barrios, F.J. 1983. *Caracterização geocronológica da Região Amazônica da Venezuela*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Mestrado, 123 p.
- Barron, C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of Central British Guyana. *In: DNPM, Conferência Geológica Interguianas, 6, Belém, 1966. Anais*, **41**:121-126.
- Barros, A.M., Silva, R.H., Cardoso, O.R.F.A., Freire, F.A., Souza, J.J., Rivetti, M., Luz, D.S., Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G. 1982. *Geologia da folha SD.21 (Cuiabá)*, MME, Levantamento de recursos Naturais, Projeto Radar na Amazônia – Brasil, **26**:192.
- Barros, C.E.M., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Teixeira, N.P., Ribeiro, J.W. 1992. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaiss estrela, Curionópolis, Pará. *Boletim do Museu paraense Emílio Goeldi*, **4**:83-102.
- Barros, C.E.M., Macambira, M.J.B., Barbey, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: Relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética Carajás. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, CD-ROM*, 17-20.
- Basei, M.A.S. 1975. *Geocronologia de parte do Território Federal de Roraima e do norte do Estado do Amazonas*. Belém, Projeto Radar na Amazônia, Relatório Interno 29-G, 19 p.
- Basei, M.A.S., Teixeira, W. 1975. Geocronologia do Território de Roraima. *In: DNPM, Conferência Geológica Interguianas, 10, Belém, 1975. Anais*, 453-473.
- Bellizzia, C.M. 1974. Paleotectonica del Escudo de Guayana. *In: Ministerio de Minas y Hidrocarburos, Conferencia Geologica Interguianas, 9, Puerto Ordaz, Venezuela, Boletín de Geología-Publicación Especial*, **6**:251-305.
- Bettencourt, J.S., Leite, W.B., Payolla, B.L., Scandollara, J.E., Muzzolon, R., Vian, J.A.J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. *In: Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Bahia, Excursions guide*, 3-31.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite, W.B., Payolla, B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazon Craton, Brazil: I-reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**: 41-67.
- Bettencourt, J.S., Basei, M.A.S., Payolla, B.L., Leite, W.B. 2001. New evidences of recurring convergent margin magmatism in the eastern central Rondônia, Brazil. *In: Geology of the SW Amazonian Craton: State of the art, IGCP project 426, University of São Paulo, Extended Abstracts*, 48-52.
- Bizzinella, G.A., Andrade, A.F., Yamaguti, H.S., Oliveira, J.R., Carmona, J.R.M., D'Antona, R.G., Lopes, R.C., Melo, A.F.F. 1981. *Projeto Tapajós-Sucunduri*. Manaus, CPRM/DNPM, Relatório Final. 6 v. (Relatório Inédito).
- Blake, T.S. 1993. Late Archean crustal extension, sedimentary basin formation, flood basalt volcanism and continental rifting: The Nullagine and Mount Jope Supersequences, Western Australia. *Precambrian Research*, **60**:185-241.
- Borges, F.R., 1987. *Projeto Aracá*, Manaus, CPRM/Trading Mineração, Relatório Final, 51 p.
- Brito, M.F.L., Fraga, L.M.B., Silva, L.C., Santos, J.O.S. 2000b. Complexo Cauaburi. *In: Almeida, M.E. (ed.). Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B, Projeto Serra Imeri*, Manaus, CPRM, Nota Explicativa (CD-ROM).
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 1999. *Roraima Central, folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais)*. Escala 1:500.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Estado de Roraima, Superintendência Regional de Manaus, Brasil, 166 p.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 2000. *Caracará, folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais) e folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-A e NA.21-Y-C (parciais)*. Escala 1:500.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Estado de Roraima, Superintendência Regional de Manaus, Brasil, 137 p.

- Cordani, U.G., Tassinari, C.G.C., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com Base nos Dados Geocronológicos. *In: Congresso Geológico Chileno, 2, Africa, Anais*, 137-138.
- Cordani, U.G., Sato, K. 2000. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22(3):167-173.
- Costa, J.B.S., Hasui, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. *In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia*, FINEP/SBG-NO, Belém, Pará, 15-90.
- Costa, T.R.C., Vasquez, M.L., Carvalho, J.M.A., Ricci, P.S.F., Lafon, J.M., 2001. Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozóico do N do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia Belém, 7, Workshop 2, CD-ROM*, 66-69.
- Costi, H.T. 1985. Uma sugestão acerca de um novo posicionamento e nova denominação estratigráfica para as rochas máficas tipo Tapuruquara (noroeste do Amazonas e oeste do Território Federal de Roraima). *In: SBG–Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, Anais*, 1:340-349.
- Costi, H.T., Dall'Agnoli, R., Moura, C.A.V. 2001. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazon Craton, Northern Brazil. *International, Geology Review*, 42:832-849.
- Dall'Agnol, R., Abreu, A.S. 1976. Características Petrográficas e Petroológicas do Complexo Guianense na Folha NA. 19-Pico da Neblina. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, Anais*, 2:321-350.
- Dall'Agnoli, R., Macambira, M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: Geologia, Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 22:3-14.
- Dall'Agnol, R., Souza, Z.S., Althoff, F.J., Barros, C.E.M., Leite, A.A.S., João, X.S.J. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. *In: International Symposium on Granite and Associated Mineralizations, 2, Salvador, Extended abstracts and program*, 135-162.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A.S., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95:9-39.
- Dalziel, I.W.D. 1991. Pacific margins of Laurentia and east Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19:598-601.
- Dalziel, I.W.D. 1992. On the organization of the American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2(11):1-2.
- Dias, G.S., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R., Soares, A.D.V., Barros, C.E.M. 1996. Datação de zircoes de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, Pará, Anais*, 376-379.
- Dickin, A.P. 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 490 p.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Pará, Apêndice dos Anais*, 11-54.
- Douce, A.E.P. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25(8):743-746.
- Eby, G.M. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641-644.
- Ely, F.M., Althoff, F.J., Lindemayer, Z.G. 2001. Petrografia e geoquímica dos granitóides dos depósitos Gameleira e Pojuca. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop 1, CD-ROM*, 29-32.
- England, P.C., Thompson, A. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *In: Coward, M.P., Ries, A.C. (eds.). Collision Tectonics*. London, Blackwell Science Publications, 83-94. (Geological Society Special Publication 19).
- Faraco, M.T.L., Carvalho, J.M.A., Klein, E. 1996. *Carta metalogenética da Província Carajás, SE do Pará, folha Araguaia (SB.22)*. CPRM, Belém, Pará. Nota explicativa. 28 p.
- Faria, M.S.G., Santos, J.O.S., Luzardo, R., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. 2002. The oldest island arc of Roraima State, Brazil. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, Anais*, 306.
- Ferreira, E.O. 1969. Considerações sobre o mapa tectônico do Brasil e sobre a tectônica da Plataforma Brasileira. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Resumo das Comunicações*, 73-75.
- Fraga, L.M.B., Reis, N.J., Araújo, R.V., Haddad, R.C. 1996. Suíte Intrusiva Pedra Pintada – Um registro do magmatismo pós-colisional no Estado de Roraima. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, Anais*, 76-78.
- Fraga, L.M.B., Almeida, M.E., Macambira, M.J.B. 1997. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. *In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, Resumo*, 115-117.
- Fraga, L.M.B., Reis, N.J., Costa, J.B.S. 1998. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. *In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais*, 411.
- Galarza, M.A.T., Macambira, M.J.B., Maurity, C.W., Meireles, H.P. 2001. Idade do depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil), com base em isótopos de Pb. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop 1, CD-ROM*, 116-119.
- Gaudette, H.E., Olszewski, W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, 64:131-144.
- Gaudette, H.E., Olszewski Jr., W.J., Santos, J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3/4):183-195.
- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W., Babinsky, M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research*, 111:91-128.
- Gibbs, A.K., Olszewski, W.J. 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana Greestone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, 17:199-214.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski, W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2):201-211.
- Gibbs, A.K., Barron, C.N. 1993. The Guiana Shield reviewed. *Episodes*, 2:7-14.
- Giffoni, L.E., Abraão, H.N. 1969. *Relatório preliminar da expedição de reconhecimento geológico à região do rio Cauaburi e pico da Neblina*: Belém, DNPM, 32 p. (internal report 672).
- Giovannini, C.A., Larizzatti, J.H. 1994. Sistemas deposicionais na serra Aracá, Amazonas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário de Camboriú. Anais*, 3:319-320.
- Goldstein, S.L., Arndt, N.T., Stallard, R.F. 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments. *Chemical Geology*, 139: 271-286.
- Guimarães, D. 1971. *Gênese da Bacia Amazônica*. DNPM, Brasília. Boletim n.º 149, p.1-9.
- Hartman, L.A., Delgado, I.M. 2000. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. *Mineralium Deposita*, 36:207-217.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S., Vasconcelos, M.A.Z. 2000a. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal*

- of *Earth Sciences*, **47**(5):829-844.
- Hartmann, L.A., Pyñeiro, D., Bossi, J., Leite, J.A.D., McNahgton, N.J. 2000b. Zircon U-Pb dating of Isla Mala granitic magmatism in the Rio de La Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**:105-113.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNahgton, Silva, L.C. 2000c. Ion Microprobe dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**(4):559-572.
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Bossi, J., Schipilov, A. E., Lafon, J.M. 2001. Archean crust in the Rio de La Plata Craton, Uruguay – SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:557-570.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Bitencourt, M.F., McNaughton, N.J. 2002a. Antiquity of Neoproterozoic thrusting of Paleoproterozoic Itapema Granite and Brusque rift basin in southern Brazil determined by zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* (submetido para publicação).
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Cingolani, C.A., McNaughton, N.J. 2002b. Two Paleoproterozoic orogenies in the evolution of the Tandilia Belt, Argentina, as evidenced by zircon U-Pb geochronology. *International Geology Review*, **14**:528-543.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L., Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: DNPM, Simposium Amazônico, 2, Manaus. *Anais*, 129-147.
- Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.A. 1973. Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Surinam (South America). *Earth Planetary Science Letters*, **20**(2):189-200.
- Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadekaru, K., Cordeiro, A.C.C., Meireles, E.M. 1982. Geologia regional da província mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, Brazil. *Anais*, 1:100-108.
- Huhn, S.R.B., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus. *Boletim de resumos expandidos*, 463-466.
- Hurley, P.M., Almeida, F.F.M., Melcher, G.C., Cordani, U.G., Rand, J.R., Kawashita, K., Vandomos, P., Pinson Jr., W.H., Fairbairn, H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, **157**:495-500.
- Isotta, C.A.L., Carneiro, J.M., Kato, H.T., Barros, R.J.L. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Relatório Final, Porto Velho. Convênio CPRM/DNPM, 12 v.
- Japan International Cooperation Agency (JICA)/Metal Mining Agency of Japan, 2000. *Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Federative Republic of Brazil, phase II*. Tokyo, Report 6, 521 p.
- Karlstrom, E.K., Ahäll, K.I., Harlan, S.S., Williams, M.L., McLelland, J., Geissman, J.W. 2001. Long-lived (1.8-1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Research*, **111**:5-30.
- Klein, E.L., Vasquez, M. 2000. *Geologia da folha SB.21-Z-A-Riozinho. Projeto Tapajós*. CPRM, Rio de Janeiro, 240 p.
- Klein, E., Moura, C.A.V. 2001. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi: Implicações para a litoestratigrafia e modelo geotectônico. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Workshop 1, CD-ROM, 45-48.
- Kloosterman, J.B. 1967. Ring structures in the Oriente Novo and Maçangana Granite Complexes, Rondônia, Brazil. *Mineração e Metalurgia*, **45**:73-77.
- Kroonenberg, S.B. 1982. A Grenvillian Granulite Belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, **61**:325-333.
- Lacerda Filho, J.W. et al. 2001. Geologia e evolução tectônica da região norte de Mato Grosso. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Sessão Temática VII – Geologia Regional, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, CD-ROM, 3-6.
- Lafon, J.M., Scheller, T. 1994. Geocronologia Pb-Pb em zircão do Granodiorito Cumarú, Serra Gradaús, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, Brazil, *Anais*, 1:321-324.
- Lafon, J.M. Rossi, P., Delor, C., Avelar, V.G., Faraco, M.T.L. 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (sudeste do escudo das Guianas). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Brasil, *Anais*, 1:64.
- Lafon, J.M., Avelar, V.G., Rossi, P., Delor, C., Guerrot, C., Pidgeon, R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked Archean crust during Transamazonian Orogeny (2.1 Ga) in southeastern Guiana Shield. In: SBG/IUGS, International Geological Congress, 31, General Symposium, Regional Geochronology, *Abstracts CD-ROM*.
- Lafon, J.M., Delor, C., Barbosa, O.S. 2001. Granulitos tardi-transamazônicos na região norte do Estado do Amapá: o Charnockito Calçoene. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop 2, CD-ROM, 39-42.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R., Zanettin, B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford. 193 p.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Santos, D.B., Teixeira, W., Lima, M.I.C., Fernandes, C.A.C., Pinto, A.C. 1978. *Projeto Radar na Amazônia. Levantamento de recursos naturais, vol. 16, Folha-SC.20-Porto Velho. Geologia I*. DNPM, 184 p.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P., Tegye, M. 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, **69**:169-191.
- Leite, A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará Belém, Tese de doutorado, 330 p.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Soliani Jr, E., Koester, E., Santos, J.O.S., Vasconcelos, M.A.Z. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**:739-750.
- Lenharo, S.L.R., 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas*. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Brasil, Tese de Doutorado, 290 p.
- Liberatore, G., Alecrim, J.D., Santos, J.O.S., Malouf, R.F., Medeiros, J.B., Pinheiro, S.S., Achão, S.M. 1972. *Projeto Aripuanã-Sucunduri*. Relatório Final. DNPM/CPRM, Manaus, 8 v.
- Lima, M.I.C. 1998. Cinturões móveis e núcleos preservados pré-cambrianos da Província Estrutural Amazônia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 1:18.
- Lima, M.I.C., Pires, J.L. 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro-AM. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, Pará, *Anais*, 1:140-154.
- Lima, M.I.C., Montalvão, R.M.G., Issler, R.S., Oliveira, A.S., Basei, M.A.S., Araújo, J.V.F. Silva, G.G. 1974. *Geologia da Folha NA/NB.22 – Macapá*. In: DNPM. Projeto Radar na Amazônia-Brasil. Cap. I – Geologia. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- Lima, M.I.C., Oliveira, E.P., Tassinari, C.C.G. 1982. Cinturões Granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, *Anais*, 1:147-162.
- Litherland, M., Annel, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N.,

- Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research*, **43**:157-174.
- Macambira, E.M.B. 1996. Aspectos geológicos e potencial mineral do Complexo Máfico-ultramáfico da Serra da Onça, sudeste do Pará. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, Pará, *Anais*, 79-82.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M, Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província Carajás: Evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop 1, *CD-ROM*, 68-71.
- Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R. 1997. Zircon age for the Paleoproterozoic Jamon Granite, SE Carajás Province, Brazil: New evidence of rocks older than 3.1 Ga in the Amazonian craton. *In*: South America Symposium on Isotope Geology, 2, Campos do Jordão, São Paulo, *Extended Abstracts*, 186-187.
- Macambira, M.J.B., Lancelot, J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do estado do Pará. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, *Anais*, 49-69.
- Macambira, M.J.B., Lancelot, J. 1996. Time constraints of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Int. Geol. Rev.* **38**:1134-1142.
- Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R. 1997. Zircon age for the paleoproterozoic Jamon granite, SE Carajás province, Brazil: new evidence of rocks older than 3.1 Ga in the Amazonian craton. *In*: South American Symposium on isotope Geology. 1, Campos do Jordão, *Extended Abstracts*, 186-187.
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., Pidgeon, R.T. 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Proceedings*, p. 55.
- Macambira, M.J.B., Costa, J.B.S., Althoff, F.J., Lafon, J.M., Melo, J.C.V., Santos, A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane; implications for the time constraints of the Carajás Province, Brazil. *In*: SBG/IUGS, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, *CD-ROM*.
- Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R., Ramo, O.T., Ferreira, I.O. 2000. Pb isotopes and the source of the Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Rio Maria Granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *In*: SBG/IUGS, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, *CD-ROM*.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região norte da Província Carajás: Evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazonas. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *CD-ROM*, Workshop 1: 68-71.
- Machado, N., Lindemayer, Z., Krogh, T.E., Lindemayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.
- McReath, I., Faraco, M.T.L. 1997. Sm-Nd and Rb-Sr system in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, São Paulo, *Anais*, 1:194-196.
- Melo, A.F.F., Vilas Boas, P.F. 1993. *Projeto Alto Rio Negro*. CPRM, Manaus, Relatório Preliminar.
- Milesi, J.P., Egal, E., Ledru, P., Verhet, Y., Thiéblemont, D., Cocherie, A., Tegye, M., Martel-Jantin, B., Lagny, P. 1995. Les mineralizations du nord de la Guyane française dans leur cadre géologique. *Chronique de la Recherche Minière*, **518**:5-58.
- Montalvão, R.M.G., Muniz, M.C., Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E.C.A., Silva, G.G. 1975. *Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21*. *In*: DNPM, Projeto Radar na Amazônia, Rio de Janeiro, Capítulo 1, Geologia. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- Mougeot, R., Respaut, J.P., Briqueot, L., Ledru, P., Milesi, J.P., Macambira, M.J.B., Huhn, S.B. 1996. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará State, Brazil). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Boletim de resumos expandidos*, 6:579-581.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., Rossi, P. 1997. Geology, lithochemistry and age of the Matupá granitoid massif in the Serrinha gold deposit, State of Mato Grosso, central Brazil. *In*: II ISGAM, Salvador, BA, *Anais*, 133-134.
- Neder, R., Figueiredo, B.R., Beaudry, C., Collins, C., Leite, J.A.D. 2000. The Expedito massive sulfide deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2):222-225.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescricao e redefinição litoestratigráfica. *Ciências da Terra*, **7**:177-197.
- Nomade, S., Féraud, G., Chen, Y., Pouclet, A. 2002. Thermal and tectonic evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from ⁴⁰Ar/³⁹Ar and AMS along the Oyapok river (French Guiana). *Precambrian Research*, **114**:35-53.
- Norcross, C., Davis, D.W., Spooner, E.T.C., Rust, A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precambrian Research*, **102**:69-86.
- Payolla, B.L., Kozuch, M., Leite Jr., W.B., Bettencourt, J.S., Van Schmus, W.R. 1998. Novas idades U-Pb em zircões de gnaisses e granitóides da região de Ariquemes, Estado de Rondônia: Implicações para a evolução geológica da borda sudoeste do cráton Amazônico. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 39.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Kozuch, M., Leite Jr., W.B., Fetter, A., Van Schmus, W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, (submetido).
- Pessoa, M.R., Santiago, A.F., Andrade, A.F., Barreto, E.L., Nascimento, J.O., Oliveira, J.R., Prazeres, W.V. 1977. *Projeto Jamanxim*, Relatório final. *In*: BRASIL. DNPM/CPRM, Manaus, 8 v.
- Pidgeon, R., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.
- Pimentel, M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, **20**(4):375-379.
- Pimentel, M.M., Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, *Extended Abstracts*, 2:390-391.
- Pinheiro, S.S., Fernandes, P.E.C.A., Pereira, E.R., Vasconcelos, E.G., Pinto, A.C., Montalvão, R.M.G., Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Teixeira, W., Fernandes, C.A.C. 1976. *Geologia*. Projeto Radar na Amazônia. Folha NA.19-Pico da Neblina: Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, **11**:19-137.
- Pinheiro, S.S., Nunes, A.C.B., Costi, H.T., Yamaguti, H.S., Faraco, M.T.L., Reis, N.J., Menezes, R.G., Riker, S.R.L., Wildner, W. 1981. *Projeto Catrimãni-Urariquera: Relatório de Progresso*. Manaus, DNPM/CPRM, **II**(B):399-401.
- Pinho, M.A.S.B., Lima, E.F., Van Schmus, W.R., Fetter, A., Chemale Júnior, F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico, Aripuanã, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(1): 37-42.

- Pinho, M.A.S.B. 2002. Geoquímica e geocronologia da seqüência vulcano-plutônica Teles Pires, norte de Mato Grosso. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 465.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A.T., Bon, E.H. 1971. Granitic complexes and associated tin mineralization of "Grenville" age in Rondônia, Western Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **82**:1095-1102.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., de Boorder, H., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H. 1978. How old are the supposedly Archean charnockitic granulites in the Guiana Shield basement of western Suriname (South America)? *In*: Zartman, R.E. (ed.) *Short Paper 4th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology*, United States Geological Survey Open File Report 78, **701**:341-343.
- Priem, H.N.A., Andriessen, P.A.M., Boelrijk, N.A.I.M., de Boorder, H., Hebeda, E.H., Huguett, A., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H. 1982. Geochronology of the Precambrian in the Amazonas Region of southeastern Colombia (western Guiana Shield). *Geologie en Mijnbouw*, **61**:229-242.
- Priem, H.N.A., Kroonenberg, S.B., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H. 1989. Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzon-Santa Marta Granulite Belt in the Colombian Andes. *Precambrian Research*, **42**:315-324.
- Ramgrab, G.E., Santos, J.O.S. 1974. O Grupo Uatumã. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais*, 1:32-33.
- Reis, N.J., Fraga, L.M.B. 1998. *Geologia do Estado de Roraima*. Publicação Interna, Inédito, CPRM, Manaus, 24 p.
- Renne, P.R., Mattinson, J.M., Hatten, C.W., Somin, M., Onstott, T.C., Millan, G., Linares, E. 1989. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and U-Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville-age) continental crust in North-Central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**:325-341.
- Rivers, T. 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, **86**:117-154.
- Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Scandolara, J.E., Silva, C.R., Bahia, R.B.C. 1995. Posicionamento estratiográfico da seqüência metavulcanossedimentar Roosevelt na região limítrofe dos estados de RO-MT. *In*: SBG-UFRGS-CPRM, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, *Boletim de resumos expandidos*, 310-312.
- Rizzotto, G.J., Chemale, F., Lima, E.F., Van Schmus, W.R., Fetter, A. 1999. Dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb das rochas da seqüência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia (SMNB) – RO. *In*: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, CPRM, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos*, 490-493.
- Rodrigues, E.S., Lafon, J.M., Scheller, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Brazil, *Boletim de resumos expandidos*, 2:183-184.
- Rogers, J.J.W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, **104**:91-107.
- Sadowski, G.R., Bettercourt, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, **76**:213-227.
- Saes, G.S. 1999. *Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1,2–1,0 Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 135 p.
- Saes, G.S., Leite, J.A.D., Quadros, A.P. 2002. Litocronostratigrafia da sedimentação mesoproterozóica do sudoeste do cráton Amazônico. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Anais*, João Pessoa, 332.
- Santos, J.O.S. 1982. Principais incompatibilidades entre a estratigrafia e a geocronologia do Pré-Cambriano do Território Federal de Roraima. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, *Anais* 1:185-200.
- Santos, J.O.S. 1984. A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. *In*: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (eds.). *Geologia do Brasil*, Brasília, DNPM, 57-88.
- Santos, J.O.S. 1999. New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. *In*: New developments in Economic Geology. Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. University of Western Australia. Perth, *Course Notes*, 10 p.
- Santos, J.O.S., Araújo Neto, H. 1978. Algumas características químicas do magmatismo Parima-Tapuruquara. *Acta Amazônica*, **8**(4):639-656.
- Santos, J.O.S., Oliveira, J.R. 1978. Magmatismo Básico-Alcalino no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 3:1309-1322.
- Santos, J.O.S., Reis Neto, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 1:339-347.
- Santos, J.O.S., D'Antona, R.J.G. 1984. A Formação Arai e a subdivisão do Grupo Roraima. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 1162-1173.
- Santos, J.O.S., Loguércio, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas). *In*: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (eds.). *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, 93-127.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E. 1997a. Reconnaissance U-Pb in zircon, Pb-Pb in sulfides and review of Rb-Sr geochronology in the Tapajós gold Province, Pará and Amazonas States of Brazil. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, São Paulo, Brazil, *Extended Abstracts*, 280-282.
- Santos, J.O.S., Silva, L.C., Faria, M.S.G., Macambira, M.B. 1997b. Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkalic, A-type Moderna Granite (Mapuera Intrusive Suite), State of Roraima, northern Brazil. *In*: Ferreira, V.P., Sial, A.N. (eds.). *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 2, Salvador, Brazil, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Governo do estado da Bahia, *Extended Abstracts and program*, 273-275.
- Santos, J.O.S., Reis, N.J., Hartmann, L.A., McNaughton, N., Fletcher, I. 1999. Associação Anortosito-Charnockito-Rapakivi no Calimiano do Norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: Evidências da Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em Zircão e Baddeleyita. *In*: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Resumos Expandidos*, 502-505.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Santos, J.O.S., Faria, M.S.G., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2001a. Oldest charnockitic magmatism in the Amazon Craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite, southern Roraima, Brazil. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucon, Chile, *Comunicaciones*.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Moura, M.B. 2001b. Gold deposits of the Tapajós Province, Amazon Craton. *Mineralium Deposita*, **36**(3):278-299.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.R., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2001c. Ages of sedimentary basins related to the Sunsás and Jurruena Orogenic cycles, southwestern Amazon Craton, established by zircon U-Pb geochronology. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucon, Chile, *Comunicaciones*.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2002a. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and

- implications for the evolution of the Amazon craton – Evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:409-429.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G., Easton, M.R., Potter, P.E., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. 2002b. The Sunsás Orogen in Western Amazon Craton, South America and Correlation with the Grenville Orogen of Laurentia, based on U-Pb Isotopic Study of Detrital and Igneous Zircons. *In: Geological Society of America, Denver Annual Meeting, Precambrian Geology*, 27-30, paper 122-8.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2003a. Duration of the Trans-Amazon Cycle in South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, **45**(1):27-48.
- Santos, J.O.S., Potter, P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J. 2003b. Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima – like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, **115**(3):331-348.
- Sardinha, A.S., Barros, C.E.M., Krymski, R., Macambira, M.J.B. 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, Workshop 1, *CD-ROM*, 100-103.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. *In: Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP/SBG/Núcleo Norte. Belém, 91-142.
- Scandollara, J.E., Rizzotto, G.J., Silva, C.R., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.S.E. 1996. Revisão geológica da Estado de Rondônia e áreas adjacentes. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, Bahia. *Boletim de resumos expandidos*, **1**:47-50.
- Scandollara, J.E., Rizzotto, G.J., Amorim, J.L., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L., Silva, C.S. 1999. *Mapa Geológico de Rondônia na escala 1:1.000.000*. CPRM, Porto Velho, RO.
- Schobbenhaus, C., Derze, G.R., Campos, D.A., Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*. Brasília, DNPM. 501 p.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Lork, A., Baumann, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, Camboriú, *Anais*, **2**:395-397.
- Sidder, G.B., Mendoza, V.S. 1995. Geology of the Venezuelan Guyana Shield and its relation to the geology of the entire Guyana Shield. *USGS bull.* B2124, B1-B41.
- Silva, G.G., Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G. 1974. Geologia das Folhas SB.22-Araguaia e parte da Folha SC.22-Tocantins. *In: Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB.22 – Araguaia e parte da Folha SC.22 – Tocantins*, DNPM Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- Silva, L.C., Santos J.O.S. 1994. Distribuição de ETR e granitogênese na região do Alto Rio Negro (AM). *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4, Belém, 1994. *Anais*, **235**-237.
- Silva L.C., Santos J.O.S., Gaudette, H.E. 1996. Granitogênese na região do Alto Rio Negro-AM. *A Terra em Revista*, **2**:24-31.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. *International Geology Review*, **41**:531-551.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist*, **85**:649-667.
- Souza, E.C., Romanini, S.J., Adamy, A., Soeiro, R. 1975. *Projeto Noroeste de Rondônia*. CPRM/DNPM, Relatório Final, Porto Velho, 6 v.
- Souza, E.C., Marques, W.J. 1974. Granito porfiroblástico sincinemático de Santo Antônio, Território Federal de Rondônia. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre, *Resumo das Comunicações*, 410-412.
- Souza, S.R.B., Macambira, M.J.B., Scheller, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, Pará): implicações estratigráficas. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, Belém, *Boletim de resumos expandidos*, 380-383.
- Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall'Agnol, R., Oliveira, C.G. 2001. Nd, Pb, and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**:293-315.
- Steiger, R.H. Jäger, E. 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**:359-362.
- Suszczynski, E. 1970. La geologie et la tectonique de la Plateforme Amazonienne. *Geologische Rundschau*, **59**(3):1232-1253.
- Tassinari, C.C.G. 1981. *Evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruema na região Amazônica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 2 v. 99 p.
- Tassinari, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Livre Docência, 139 p.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Schmus, W.R.V., Bettencourt, J.S., Taylor, P.N. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications International. *Geology Review*, **38**:161-175.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Correia, C.T., Nutman, A., Kinny, P., Marins, C., Dias Neto, C.M. 1999. Dating of granulites by SHRIMP U-Pb systematics in Brazil: Constraints for the age of the metamorphism of Proterozoic orogenies. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Cordoba, *Actas*, 371-374.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Galdes, M.J.B., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31th International Geological Congress, 41-95.
- Teixeira, N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sudeste do Pará*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 507 p.
- Teixeira, W. 1978. Significado tectônico do Magmatismo anorogênico Pré-Cambriano básico e alcalino na região amazônica. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, *Anais*, **1**:491-511.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. *In: Simpósio Amazônico*, 2, Manaus, SBG/DNPM, *Atas*, 87-91.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A Review of the Geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227.
- Teixeira, N.P., Moura, C.A.V., Bettencourt, J.S. 2001. Evidência da existência de crosta Arqueana de 3.68 Ga obtida em zircão de rocha gnássica tonalítica do Complexo Xingu, no Segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Felix do Xingu, Estado do Pará, Brasil. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, Workshop 1, *CD-ROM*, p. 112-115.
- Tohver, E., van der Pluijm, B.A., van der Voo, R., Rizzotto, G.A.,

- Scandolara, J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon Craton at 1,2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**:185-200.
- Torres, L.C., Theodorovicz, A., Cavalvante, J.C., Romanini, S.J. 1979. *Projeto Sudoeste de Rondônia*, Porto Velho, DNPM/CPRM, 7 v.
- Trendall, A.F., Basei, M.A.S., Laeter, J.R., Nelson, D.R. 1998. SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão-Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:265-277.
- Valente, C.R. 1998. *Aspectos geológicos e tectônicos da província mineral Alta Floresta: Um estudo a partir da utilização de sensoriamento remoto*. CPRM. Relatório Interno, 32 p.
- Vanderhaegue, O., Ledru, P., Thieblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., Milési, J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth, geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92**:165-193.
- Vasquez, M., Lafon, J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop 2, *CD-ROM*, 87-90.
- Whalen, J.B., Currie, K.I., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419.
- Wingate, M.T.D. 1999. Ion microprobe baddeleyite and zircon ages for Late Archean mafic dikes of the Pilbara Craton, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **46**:493-500.

Nota Biográfica do Autor



João Orestes Schneider Santos. Geólogo (1969/UFRGS), Ph.D. em geoquímica (2000/UFRGS) em convênio com a University of Western Australia. Iniciou sua carreira na prospecção de estanho em Rondônia. Trabalha no Serviço Geológico do Brasil (CPRM) desde 1971, tendo atuado por mais de três décadas na geologia da Amazônia. Suas principais contribuições científicas correspondem ao entendimento do Cráton Amazonas com base em isótopos radiogênicos e ao estudo das mineralizações de ouro da Província Tapajós. Atualmente dedica-se à geocronologia U-Pb na América do Sul. *E-mail*: orestes@pa.cprm.gov.br

Geotectônica do Escudo Atlântico

Geotectonics of the Atlantic Shield

Inácio de Medeiros Delgado, João Dalton de Souza, Luiz Carlos da Silva, Nelson Custódio da Silveira Filho, Reginaldo Alves dos Santos, Augusto José Pedreira, José Torres Guimarães, Luiz Alberto de Aquino Angelim, Antonio Maurílio Vasconcelos, Iaponira Paiva Gomes, Joffre Valmorio de Lacerda Filho, Cidney Rodrigues Valente, Mônica Mazzini Perrotta e Carlos Alberto Heineck

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Summary

The Atlantic Shield is the part of the Brazilian Shield exposed in the eastern South American Platform. The Precambrian Atlantic Shield is sub-divided into four structural provinces (São Francisco, Borborema, Tocantins and Mantiqueira; Almeida et al. 1977) and partly covered by two large sedimentary provinces, viz. the Parnaíba (Parnaíba intracratonic basin, Alpercatas basin, Grajaú basin and Espigão Mestre basin) and Paraná (Paraná basin, Serra Geral basin, Bauru basin) Provinces; and by an assortment of intracontinental Mesozoic basins of rift and strike-slip types.

The geologic evolution of the South American Platform comprises a succession of orogenic episodes involving crustal accretion and reworking intercalated by taphrogenic events dated from the Neoarchean to the Neoproterozoic. The consolidation of crustal blocks, micro-continents and small-size continents took place by the end of the Mesoarchean. These blocks (Gavião-Lençóis, Iron Quadrangle, Crixás-Goiás and others) encompass granite-greenstone terrains with oceanic meta-tholeiitic-komatiitic suites (Crixás/Goiás, Mundo Novo, Ibitira, Riacho de Santana, Fortaleza de Minas, Pium-hi and Serro) and gnaissic domes of TTG suites generated after multiple episodes of crustal accretion since the Paleoproterozoic (e.g. the Gavião Block, in Bahia).

The first orogenic collage of continental significance comprised of several Mesoarchean and older blocks (e.g. the Serrinha Block) accreted from 2.77 Ga onwards to the São Francisco and Congo protocontinents. It corresponds to the Jequié orogenic cycle (2.8 - 2.6 Ga), recorded in the São Francisco Province both in the form of accretional orogenic materials (e.g. as part of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen in the Jequié Block), arc-related greenstone belts (parts of the Rio das Velhas Orogen), and back-arc basins (Boquira, Urandi, Licínio de Almeida, Contendas-Mirante middle unit, Itapicuru and Rio Salitre greenstone belts). This orogenic cycle was preceded by oceanic opening at ca. 2.9 Ga (São José do Jacuípe, Ipirá and Bom Despacho complexes; lower unit of the Nova Lima Group) and QPC-type metasedimentary rock assemblages which are characteristic of passive rifted continental margins (Tanque Novo and Almadina complexes, among others). Back-arc greenstone belts crop out along linear belts which acted as extensional intracratonic sites of limited oceanic

openings characterized by basaltic volcanism and succeeded by thick exhalative formations (Boquira, Licínio de Almeida, Urandi) and younger than 2.7 Ga.

The second orogenic collage comprised the accretion of Neoproterozoic continents in the Rhyacian (2.3 - 2.05 Ga). It corresponds to the Transamazonian collage recorded in subduction-related juvenile accretionary arcs (2.30-2.15 Ga) and continental collision-related arcs (2.15 - 2.05 Ga), the collisional climax being marked by a metamorphic peak in the granulite facies metamorphism at 2.08 Ga. These orogens surround the Sanfranciscano paleocontinent (Dianópolis-Silvânia Mobile Belt, Mineiro Belt, East Bahia Mobile Belt orogens), smaller microcontinental blocks (e.g. Tróia-Pedra Branca in the Borborema Province and Luis Alves in the Mantiqueira Province) and Archean nuclei (e.g. Bom Jesus-Presidente Juscelino), and provided for rapid growth of the continental crust during the Paleoproterozoic (e.g. Borborema Province, Ceará Central, Rio Piranhas and São José do Campestre domains).

The Rhyacian orogenic cycle was preceded by the Siderian taphrogenesis with mantle-derived intraplate magmatism (alkaline intrusions, shoshonitic, mangeritic and mafic-ultramafic rocks), rift-related supracrustal rock assemblages (Saúde Complex), and passive margin deposits (Minas, Colomi and Ceará groups) that culminated with ocean opening before 2.2 Ga (Rio Itapicuru and Riachão do Ouro greenstone belts in Bahia and Tocantins, respectively). The orogenic collage was followed by a long taphrogenesis that began in the Orosirian (2.05 - 2.08 Ga) in a strike-slip regime with mantle derived magmatism (large mafic-ultramafic stratified complexes, gabbro-anorthositic suites, syenitic massifs, alkaline suites and carbonatites) in the central Tocantins Province (in the Goiás state) and in the São Francisco Province (in the Bahia and Minas Gerais states). The taphrogenesis continued in the Statherian, with rifting accompanied by anorogenic/intraplate magmatism of dominantly crustal origin (A-type granitoid suites of Borrachudos, Lagoa Real, Serra do Deserto and Lima Campos, as well as tin bearing granites in Goiás), bimodal felsic volcanic/subvolcanic assemblages (Rio dos Remédios and Pajeú formations, lower unit of the Orós-Jaguaribe Group) and continental sedimentary deposits (Espinhaço, Araí-Serra da Mesa and Orós-Jaguaribe rift systems).

The rift basins expanded in the Calymmian with sedimentary deposits of transitional and marine environments comprising the rift-sag basins of the Espinhaço Supergroup (Southern Espinhaço, MG; and Chapada Diamantina, BA), and an alternance of rifts and synclises in the northern Espinhaço (BA). In the Southern Espinhaço the tectono-sequences characterize pre-rift and rift stages and synclisis that followed thermal relaxation and marine transgression. Similar processes are inferred for the Chapada Diamantina. In the northern Espinhaço the evidence for basin evolution after the Paleo-mesoproterozoic rift stage is constrained by a massive continental sedimentation ca. 900 Ma related to the Santo Onofre aulacogen.

Ocean floor generation and dispersion of the continental blocks only occurred in the Ectasian, ca. 1.3 Ga. Both remnants of oceanic crust (meta-volcanosedimentary sequences of Palmeiropolis-Juselândia, in the central region of Goiás state; Serra de Itaberaba Group in the Southeastern region of Brazil; Monte Orebe and Brejo Seco complexes in the Northeastern region of Brazil) and passive margins (Santa Filomena, Paulistana and Cabrobó in the Northeastern region, and Canastra and Paranoá groups in the Center-Western region) indicate oceanic floor generation until the Stenian.

A third orogenic collage took place at the end of the Mesoproterozoic and beginning of the Neoproterozoic, with well established records between 1.1 and 0.96 Ga in the Cariris Velhos Orogen. The closure of the Ectasian-Stenian ocean in the Sanfranciscana region and the possible remnants of intraoceanic island arcs (Canindé and Marrancó complexes) of continental magmatic arcs (Alto Pajeú and Pernambuco-Alagoas Terrane) correspond, in the Southeastern region, to the Paranapiacaba Brasileiro orogen (Itaberaba and Açungui groups), interpreted as part of a back-arc basin environment related to a possible Mesoproterozoic subduction in the Mantiqueira Province.

A fourth collage corresponds to the Brasileiro System of orogens, characterized by diachronic continental plate interaction which resulted in ocean closure in the Neoproterozoic. The diachronism is characterized by a succession of continental and more rarely intra-oceanic magmatic arcs, with the best preserved records lying in the Tocantins and Mantiqueira provinces. Three large-scale episodes have been defined, viz. Brasileiro Orogenic System I (900 - 700 Ma), with collisional peak on 790 Ma; Brasileiro II (650 - 600 Ma) with collisional peak on 632 Ma; and Brasileiro III (590 - 520 Ma), with culminations on 560 and 520 Ma. Each collisional mega event was followed by alkaline magmatism and by foreland basins, generally late collisional responses to the flexural subsidence in the continental margin.

The Brasileiro I (900 - 700 Ma) encompasses the first subduction-related plutono-volcanic intra-oceanic accretionary arcs (e.g. São Gabriel Orogen, in the Mantiqueira Province; Mara Rosa-Arenópolis intra-oceanic arcs, in the Tocantins Province) and represents the first Neoproterozoic collision in the Brasília Belt, marked by a metamorphic peak and syn-collisional intrusion of granitoids (Maratá type) at 790 Ma. At the end of this event began the formation of the Bambuí/Salitre foreland basin, developed in the eastern margin of the Brasília Belt and expanded to the foreland interior (the São Francisco Craton). This basin evolved during and after the ensuing deformational episode of the Brasília Belt, in the Brasileiro System II.

The Brasileiro II (640 - 600 Ma) is the main orogenic episode of the Brasileiro collage. Represented in all of the three provinces – Mantiqueira, Tocantins and Borborema, it is characterized by collision-related orogens (metamorphic peak on 620 Ma) with

recycling of crustal material and limited juvenile accretion. It is represented by the Pelotas and Paranapiacaba orogens and the Rio Negro magmatic arc in the Mantiqueira Provinces; by the Socorro-Guaxupé Jaupaci-Iporá-Amorinópolis magmatic arc and Brasília and Araguaia belts in the Tocantins Province; and by the Seridó and Cachoeirinha belts, Tamboril-Santa Quitéria Massif and other collisional magmatic arcs in the Borborema Province. Owing to this orogenic episode, the following foreland basins were formed: Camaquã, Itajaí, Castro, Itapeva (in the Mantiqueira Province); Bambuí/Três Marias (in the São Francisco Province), and arguably the Alto Paraguai-Corumbá basin (in the Tocantins Province, on the east-southeast margin of the Amazonian Craton).

The Brasiliano III (590 - 520 Ma) comprises the most recent system of orogens, related dominantly to collisions. Its main representative is the Araçuaí-Rio Doce orogen (collisional peak at 560 Ma) and, in the eastern end of the Mantiqueira Province, the Búzios orogen that represents the last episode of the Brasiliano collage at ca. 520 Ma. In the 540 - 470 Ma interval the formation of the late-orogenic foreland basins of Salobro and Palmares (over the cratonic margin of the São Francisco Province) and of the extensional post-orogenic basins of Eleutério-Pouso Alegre (in the Tocantins Province), Jaibaras, Cococi and Juá (in the Borborema Province) mark the transition to a stable environment in the South American Platform.

The Brasiliano collage was responsible by the structuring of the Tocantins, Mantiqueira and Borborema provinces and of the pericratonic margin of the São Francisco Province. The deformation style of the Tocantins Province is defined by frontal thrusting and lateral ramp systems, whereas the Mantiqueira Province and the Borborema Province are controlled by strike-slip shear systems.

Introdução

A extensa área de terrenos pré-cambrianos da região oriental da Plataforma Sul-Americana, exposta no Escudo Atlântico, encerra quatro províncias estruturais – São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Fig. V.1). A evolução geotectônica desses terrenos é tratada neste capítulo em 5 subcapítulos. Os quatro primeiros abordam, com mais detalhe, a evolução dos terrenos pré-cambrianos de cada uma das províncias referidas. No quinto subcapítulo, a história evolutiva é abordada de maneira integrada, visando a oferecer visão geral sobre os processos sucessivos de tafrogêneses e orogêneses, responsáveis pela edificação da crosta continental pré-cambriana dessas províncias crustais.

Apesar do grande progresso registrado nos últimos anos no conhecimento geológico dos terrenos pré-cambrianos do Escudo Atlântico Brasileiro, a reconstituição dos diversos episódios orogênicos e tafrogênicos que balizaram a sua evolução ao longo dos quatro bilhões de anos que antecederam o Fanerozóico é, sem dúvida alguma, tarefa extremamente difícil. O conhecimento dos registros geológicos já identificados, apesar da sua qualidade, é, ainda em geral, incompleto e fragmentário, e, muitas vezes, verificam-se problemas de consistência nos dados disponíveis, além da existência de interpretações conflitantes sobre a evolução tectônica de determinados segmentos crustais.

Este trabalho foi elaborado por equipe de geólogos, cuja responsabilidade técnica está assim distribuída: Província São Francisco – Inácio de Medeiros Delgado, João Dalton de Souza, Nelson Custódio da Silveira Filho, Reginaldo Alves dos Santos, Augusto José Pedreira, José Torres Guimarães e Carlos Alberto Heineck; Província Borborema – Luiz Alberto de Aquino Angelim, Antônio Maurílio Vasconcelos e Japonira Paiva Gomes, com a

colaboração de Edilton José dos Santos; Província Tocantins – Joffre Valmório de Lacerda Filho, Cidney Rodrigues Valente e Mônica Mazzini Perrota; Província Mantiqueira – Luiz Carlos da Silva; Síntese da Evolução Geotectônica – Inácio de Medeiros Delgado, Luiz Carlos da Silva, Reginaldo Alves dos Santos, Nelson Custódio da Silveira Filho e João Dalton de Souza. Alguns autores deram contribuições específicas ao subcapítulo da Província São Francisco, como Augusto José Pedreira (subtítulo – Bacias Intracratônicas Mesoproterozóicas), José Torres Guimarães (subtítulo – Bacias Neoproterozóicas e Cambro-Ordovicianas) e Carlos Alberto Heineck (subtítulo – Cinturão Mineiro). Luiz Carlos da Silva, além de elaborar o subcapítulo da Província Mantiqueira, contribuiu especificamente com o texto sobre o Ciclo Brasiliano, do subcapítulo final de Síntese da Evolução Geotectônica. O documento inteiro foi revisado por Inácio de Medeiros Delgado e João Dalton de Souza.

A equipe que elaborou este trabalho está consciente do elevado grau de incerteza que norteia a construção e a interpretação de modelos tectônicos, mas também está convicta de que procurou elaborar análise de reconstrução paleogeográfica e paleotectônica isenta de preconceitos. Dentro de visão geral e integrada do arcabouço geotectônico considerado, algumas das conclusões apresentadas, apoiadas na análise de novos dados geológicos, geoquímicos e geofísicos, divergem daquelas estabelecidas em trabalhos de sínteses regionais anteriores ou até mesmo de teses científicas vigentes. Espera-se que as novas propostas e hipóteses apresentadas possam ser úteis ao estímulo e ao desenvolvimento de novas pesquisas científicas. Como será notado, a maioria dos modelos apresentados é de domínio público e de amplo conhecimento da comunidade científica nacional e internacional. Os autores fizeram referências aos dados e às

conclusões de trabalhos anteriores, mas, ante considerável dimensão desse acervo geocientífico e do tempo disponível para analisá-lo, é natural que algumas citações possam ter sido omitidas. Aos autores porventura omitidos, pedimos sua generosa compreensão.

Finalmente, a equipe executora deseja agradecer a todos os colaboradores da CPRM que, de forma direta ou indireta, apoiaram e contribuíram para a conclusão deste trabalho, em especial aos geólogos que contribuíram com a revisão do texto das Províncias São Francisco (Roberto Campelo de Melo),

Borborema (Edilton José dos Santos, da UFPe) e Tocantins (Cipriano Cavalcante de Oliveira e Antônio Augusto Soares Frasca). Da mesma forma, esse agradecimento é extensivo a Mabel Pedreira Borges, pelos serviços de digitação e diagramação do texto, a Ricardo Eddie Hagge, pela preparação das figuras em formato CorelDRAW® e às bibliotecárias responsáveis pela catalogação das referências bibliográficas Isabel A. S. Matos, Gisélia M. L. B. Victa, Dalvanize Bezerril e Maria Gasparina de Lima.

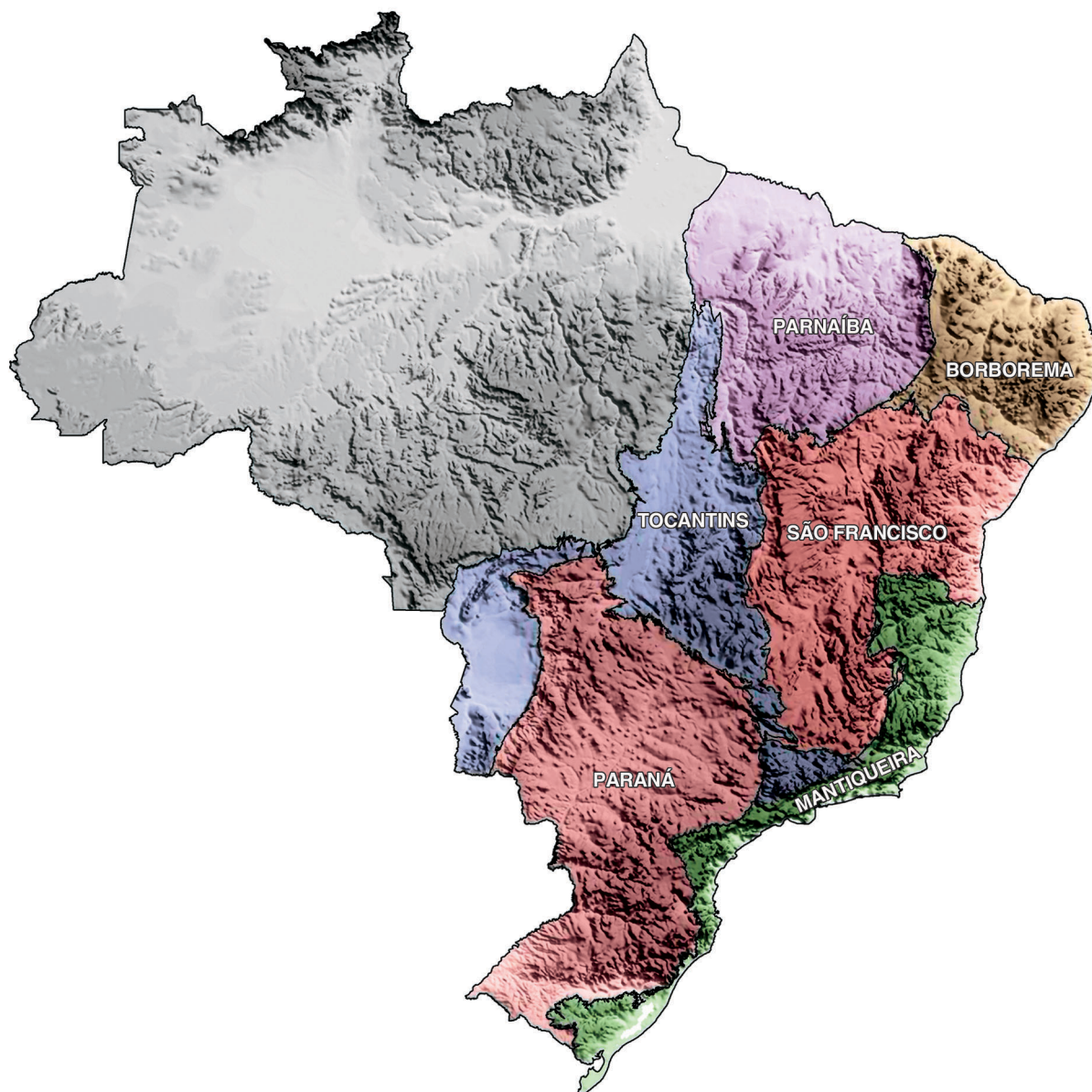


Figura V.1 – Províncias estruturais do Escudo Atlântico (modificado de Almeida *et. al.*, 1977, 1981) sobre o modelo digital do terreno (Smith e Sandwell, 1997)

Figure V.1 – Atlantic Shield Structural Provinces (modified from Almeida *et. al.*, 1977, 1981) draped over digital elevation model (Smith and Sandwell, 1997)

Província São Francisco

Remanescentes Paleoarqueanos

As rochas mais antigas do Brasil (e da América do Sul) estão localizadas nas províncias São Francisco e Borborema. São representadas por ortognaisses cinza, tonalítico-trondhjemitico-granodioríticos (TTG), que formam pequenos núcleos, domos ou maciços, envolvidos também por ortognaisses similares a TTG ou calcialcalinos, mais jovens (mesoarqueanos e/ou neoarqueanos), o que denota eventos acrescionais sucessivos na edificação desses segmentos crustais antigos.

O núcleo maior e o mais antigo (ca. 3,5–3,4 Ga), o de Bom Jesus – Presidente Juscelino, hospeda-se no maciço São José do Campestre, na província Borborema. As outras ocorrências situam-se na Província São Francisco (Fig. V.2), dispersas em meio aos terrenos de idade mesoarqueana ou na forma de lascas tectônicas imbricadas em seqüências supracrustais arqueano-paleoproterozóicas. No segmento sul do Bloco Gavião, os TTG antigos ocorrem em domos, maciços e plútons, com vários graus de migmatização. Datações U-Pb SHRIMP e Pb-Pb-evaporação indicam idades de 3,4 Ga, 3,35 Ga e 3,33 Ga para os TTG juvenis de Sete Voltas (Nutman e Cordani, 1992), Boa Vista/Mata Grande (Nutman e Cordani, 1992) e Bernarda (Pinto, 1996b), e entre 3,24–3,26 Ga para os ortognaisses dos maciços de Aracatu e Mariana, resultantes da fusão parcial dos TTG Sete Voltas ou de uma crosta continental arqueana juvenil (Pinto, 1996b). No segmento norte do bloco Gavião, ortognaisses migmatíticos TTG do Complexo Mairi, aflorantes a oeste da Serra de Jacobina, acusam idades U-Pb de 3,44 Ga (em zircão) e 3,40 Ga (em monazita + allanita) (Mougeot, 1996). Todas as unidades litotectônicas supracitadas, à exceção dos TTG do maciço de Bernarda, apresentam idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) > 3,5 Ga (Martin *et al.* 1991, 1997; Pinto, 1996b; Wilson, 1987; Sato, 1998). A configuração desses dados isotópicos, levando em conta a sua ampla distribuição geográfica, sugere as seguintes possibilidades: (1) existência de uma extensa crosta (ou segmentos de crosta) continental a ca. 3,4–3,3 Ga, correspondente ao bloco Gavião (Teixeira *et al.* 2000); e (2) existência de segmentos da crosta sílica mais primitiva que 3,5 Ga, talvez eoarqueana; ambos hoje não reconhecidos em sua inteireza devido ao retrabalhamento pelos eventos tectônicos arqueanos e proterozóicos subseqüentes.

Ao Paleoarqueano também se relacionam rochas supracrustais, representadas pelas unidades vulcanosedimentares basais dos *Greenstone Belts* Mundo Novo (Mascarenhas e Silva, 1994), e de Contendas-Mirante (Marinho, 1991). Os metadacitos de Mundo Novo apresentam idade U-Pb SHRIMP de 3,3 Ga e T_{DM} de 3,38 a 3,35 Ga (Peucat *et al.* 2002), similares às idades das metassubvulcânicas félsicas de Contendas-Mirante: 3,3 Ga (U-Pb-zircão) e 3,3–3,4 Ga (T_{DM})

(Marinho, 1991; Marinho *et al.* 1992a), em ambos os casos configurando um evento magmático juvenil. A disposição desses dois *greenstone belts*, balizados pelo Lineamento Contendas–Jacobina (Sabaté, 1991, 1996), permite postular que essa estrutura paleoproterozóica reaproveitou uma zona de fraqueza da crosta continental que remonta a ca. 3,3 Ga (Peucat *et al.* 2002).

No bloco Guanambi-Correntina, os metabasaltos da unidade inferior do *Greenstone Belt* Riacho de Santana (ca. 3,2 Ga; isócrona Sm-Nd; Leal, em preparação; *apud* Silveira e Garrido, 2000) e os ortognaisses migmatíticos TTG de riacho de Santana (ca. 3,3 Ga; U-Pb-zircão; Rosa, 1999) são fortes candidatos a unidades litotectônicas paleoarqueanas, embora a margem de erro de ambas as idades possa remeter essas rochas ao Mesoarqueano.

Evidências de eventos tectonotermiais paleoarqueanos são locais, e não inequívocos. Assim, os TTG de 3,4 Ga do domo de Sete Voltas, que ocorrem como xenólitos nos ortognaisses cinza de 3,15 Ga (Martin *et al.* 1991, 1997), apresentam uma foliação pretérita não registrada nas rochas encaixantes (Teixeira *et al.* 2000) e são afetados por um evento de migmatização datado em ca. 3,2 Ga (Leal *et al.* 1998).

Blocos Mesoarqueanos

A crosta consolidada no Mesoarqueano é, fundamentalmente, constituída por uma associação de complexos granito-gnáissicos e *greenstone belts*. Ela se apresenta como blocos crustais de diversos tamanhos, microcontinentes e terrenos mais antigos, com características litoestruturais próprias e singular evolução geológica. Representam as primeiras placas e microplacas continentais estabilizadas no tardi-Mesoarqueano que, de modo inequívoco, atuaram de forma rígida segundo os processos relacionados ao ciclo de Wilson, no Neo-arqueano.

Graças aos novos métodos de datações radiométricas de alta precisão e à difusão e utilização da geologia isotópica, esses segmentos crustais antigos têm sido identificados em sua inteireza. No Escudo Atlântico, eles ocorrem, principalmente, na área cratônica da Província São Francisco, onde são identificados os blocos Quadrilátero Ferrífero, Guanhões e Porteirinha, em Minas Gerais, e os blocos Gavião (incluindo o fragmento/*inlier* de Mairi), Paramirim, Guanambi-Correntina, Serrinha, e Sobradinho na Bahia (Fig. V.2).

Os blocos Gavião, Paramirim e Sobradinho (ou bloco Gavião–Lençóis, Hartmann e Delgado, 2001) afloram em torno da Chapada Diamantina e constituem o seu substrato. A continuidade física desse substrato é assinalada pela distribuição e valores negativos das isogálicas do Mapa Bouguer do Estado da Bahia (Motta *et al.* 1981; Gomes *et al.* 1996). Esse conjunto, com área superior a 300.000 km², já foi denominado de Cráton de Lençóis (Pflug *et al.* 1969), no sentido

de crátons arqueanos. Sua forma é oval, ligeiramente sigmoidal e seus limites são sempre tectônicos, marcados por zonas de cisalhamento profundas e de expressão regional.

Os blocos Quadrilátero Ferrífero (com suas estruturas em domos e quilhas) e Guanhães (substrato da faixa Neoproterozóica Araçuai) estão conectados entre si e formam uma expressiva massa crustal mesoarqueana, retrabalhada pelas

orogêneses Transamazônica e Brasiliana (ver Alkmim e Marshak, 1998; Pinto, 1996a; Teixeira *et al.* 2000). Mais a norte, ocorrem os blocos Porteirinha e Guanambi–Correntina também conectados e separados dos blocos Guanhães, Paramirim e Gavião pelo rifte Espinhaço. Esta estrutura reconhecida no Estateriano, possivelmente, implantou-se sobre uma zona de fraqueza crustal antiga. A ocorrência de seqüências

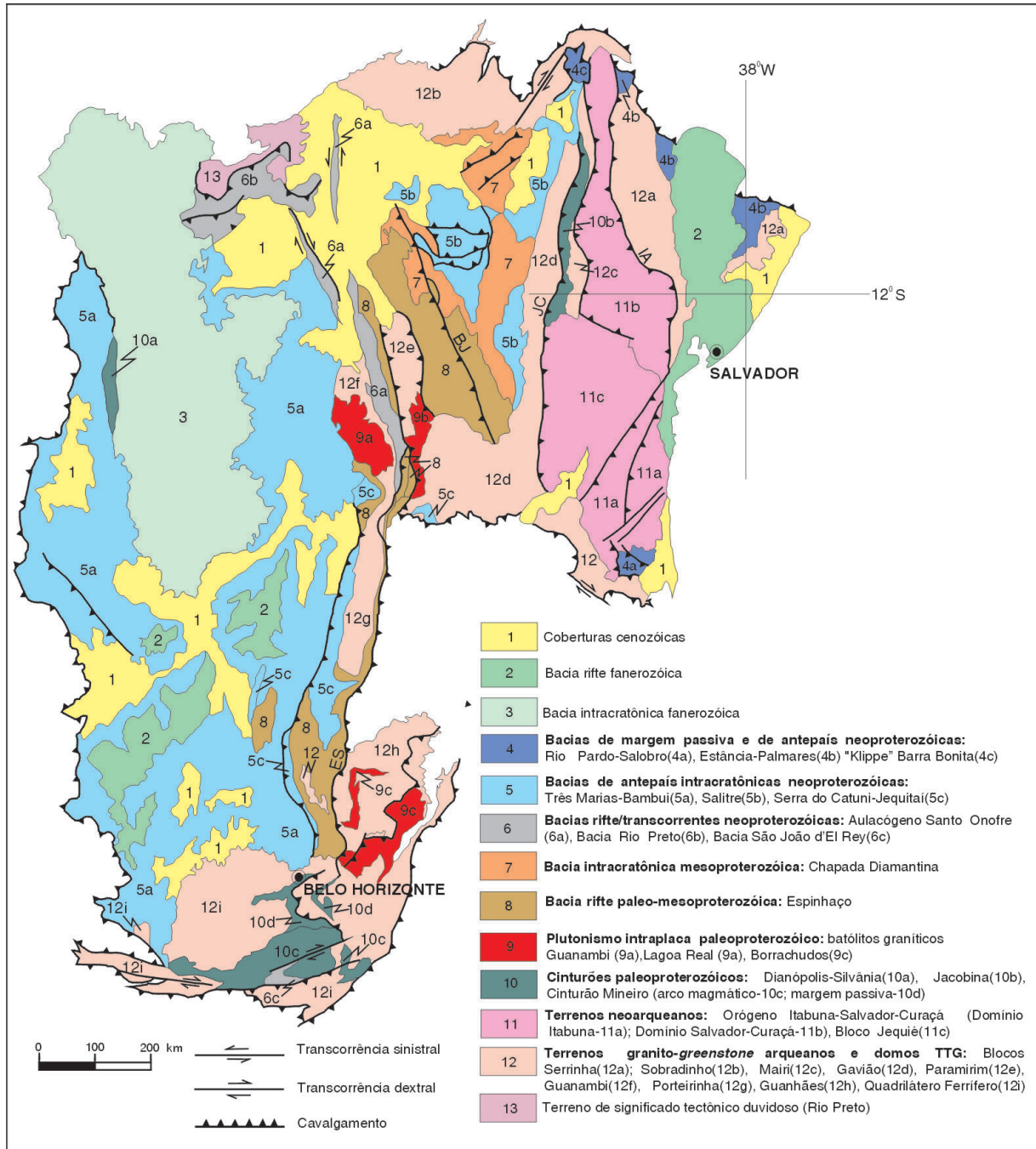


Figura V.2 – Domínios tectônicos e principais estruturas da Província São Francisco. Lineamentos: JC – Jacobina-Contendas; BJ – Barrado Mendes-João Correia; ES – Espinhaço; IA – Itiúba-Anuri

Figure V.2 – Tectonic Domains and main structures of the São Francisco province. Lineaments: JC – Jacobina-Contendas; BJ – Barrado Mendes-João Correia; ES – Espinhaço; IA – Itiúba-Anuri

vulcanossedimentares arqueanas (complexos Boquira, Licínio de Almeida e Urandi), margeando a cordilheira Espinhaço, permite postular a herança estrutural arqueana do rifte.

No bloco Paramirim, o retrabalhamento tectono-termal, durante as orogenias proterozóicas, foi localizado ao longo e nas imediações das zonas de cisalhamento de direção submeridiana, principalmente nas estruturas relacionadas ao sistema de riftes Espinhaço. No bloco Gavião, o retrabalhamento tectono-termal brasileiro é pouco expressivo, com registros mais claros na região próxima do Orógeno Neoproterozóico Araçuaí.

O bloco Serrinha, nordeste da Bahia, só recentemente foi caracterizado como um segmento crustal mesoarqueano, a partir das idades U-Pb SHRIMP de *ca.* 3,15–2,98 Ga (Cordani *et al.* 1999; Mello *et al.* 1999a e 1999b; Oliveira *et al.* 2002; Silva *et al.* 2002c) e idades U-Pb (zircão) e Pb-Pb (isócrona), de 2,93 Ga (Lacerda *et al.* 2000) e 3,07 Ga (Paixão *et al.* 1995), respectivamente obtidas em ortognaisses migmatíticos e granulíticos de tendência TTG, aflorantes tanto a oeste quanto a leste da bacia fanerozóica Recôncavo–Tucano. Essas idades são coerentes com a do Complexo Gabro-Anortosítico Lagoa da Vaca (3,16 Ga; Pb-Pb-isócrona; Paixão *et al.* 1995) e com a primeira idade mesoarqueana obtida no bloco, por Gaal *et al.* 1987 (2,93 Ga, U-Pb-zircão, em xenólito de tonalito no domo paleoproterozóico de Ambrósio). Esses ortognaisses apresentam idades-modelo T_{DM} nos intervalos 3,62–3,45 Ga (Cordani *et al.* 1999; Bueno e Oliveira, 2002) e 3,11–2,92 Ga (Lacerda *et al.* 2000; E. P. Oliveira, 2001, com. verbal), que indicam fontes heterogêneas para essas rochas e a possível presença de uma crosta continental mais velha (paleoarqueana?), ainda não encontrada, devido aos eventos tectônicos arqueanos posteriores e ao marcante envolvimento do bloco Serrinha na colagem Riachiana (orogêneses do ciclo Transamazônico).

De maneira geral, uma das características marcantes desses terrenos mesoarqueanos é sua arquitetura expressa sob a forma de domos e quilhas, onde os complexos granito-gnáissicos formam estruturas dômicas, com proeminente foliação de borda, enquanto os *greenstone belts* e os remanescentes de rochas supracrustais acumulam-se em quilhas. No bloco Quadrilátero Ferrífero (domos de Bonfim, Belo Horizonte, Campo Belo, Caeté, Bação, etc.), Alkmim e Marshak (1998) relacionam estruturas semelhantes ao colapso extensional da fase tardicolisional do Riachiano.

Greenstone Belts

Os *greenstone belts* são as estruturas mais importantes dos terrenos de idade mesoarqueana pelo seu alto potencial mineral para depósitos econômicos de ouro, sulfetos de níquel e elementos do grupo da platina. Eles ocorrem em todos os blocos mesoarqueanos, fazendo par com os complexos granito-

gnáissicos. Na Província São Francisco, são conhecidos os *greenstone belts* Brumado, Guajeru, Ibitira, Ubiraçaba, Umburanas, Riacho de Santana, Contendas-Mirante (seção inferior) e Mundo Novo (os dois últimos com evolução iniciada no Paleoarqueano), localizados no Estado da Bahia; e Fortaleza de Minas, Rio Mata-Cavalo, Pium-hi e Serro, em Minas Gerais (Fig. V.3).

Uma característica comum a todos esses *greenstone belts* é a presença de suítes de metakomatiitos e metatholeiitos, com intercalações de formações sílico-ferro-manganesíferas, posicionadas na seção inferior da pilha estratigráfica. Essa associação é de ambiente extensional de assoalho oceânico. A ocorrência de metavulcânicas félsicas calcialcalinas está sempre relacionada a eventos orogênicos do Mesoarqueano ou do Neo-arqueano.

A seção estratigráfica superior é constituída de rochas metassedimentares subdivididas em duas formações geneticamente distintas. A inferior, que entra em contato com a seção vulcânica, constitui uma associação de grafita xisto, metapelito, metacherte, formação ferrífera bandada e rocha calcissilicática, típica de ambiente de fundo oceânico, enquanto a superior é composta de rochas clásticas, sobretudo turbidíticas.

Os metakomatiitos ocorrem como xistos máfico-ultramáficos, com variadas proporções de serpentina, clorita, talco, carbonato e actinolita, enquanto o metabasalto típico ocorre como anfibólio xisto composto por ferro-actinolita, albita-oligoclásio, clorita, quartzo, piritita e magnetita. Localmente, são observadas texturas do tipo *spinifex*, e, ainda, estruturas de lavas em almofadas e juntas poliédricas.

Descrições precisas dessas associações de rochas tholeiítico-komatiíticas relacionadas aos *greenstone belts* mesoarqueanos encontram-se em Jost e Oliveira (1991), Jost *et al.* (1995), Schrank (1982, 1986), Cunha e Fróes (1994), entre outros.

Complexos Granito-Gnáissicos

Os complexos granito-gnáissicos são suítes ígneas do tipo TTG, geralmente intrudidas por tonalitos, granodioritos e granitos, e associadas com frequência a faixas e relíquias de rochas supracrustais (gnaisse kinzigítico, granada leucognaisse, quartzito, formação ferrífera e rocha calcissilicática) e corpos intrusivos máfico-ultramáficos e gabro-anortosíticos.

O modelo de evolução das suítes TTG do bloco Gavião, geradas em sucessivos episódios magmáticos, é descrito por diversos pesquisadores (Martin *et al.* 1991, 1997; Sabaté *et al.* 1994; Pinto, 1996b; Leal *et al.* 1996, 1997, 1998; Leal, 1998, Pinto *et al.* 1998). Os dados isotópicos e químicos indicam que os componentes mais antigos dessas suítes foram cristalizados a partir de magmas juvenis de derivação mantélica, enquanto os mais jovens apresentam variados graus de

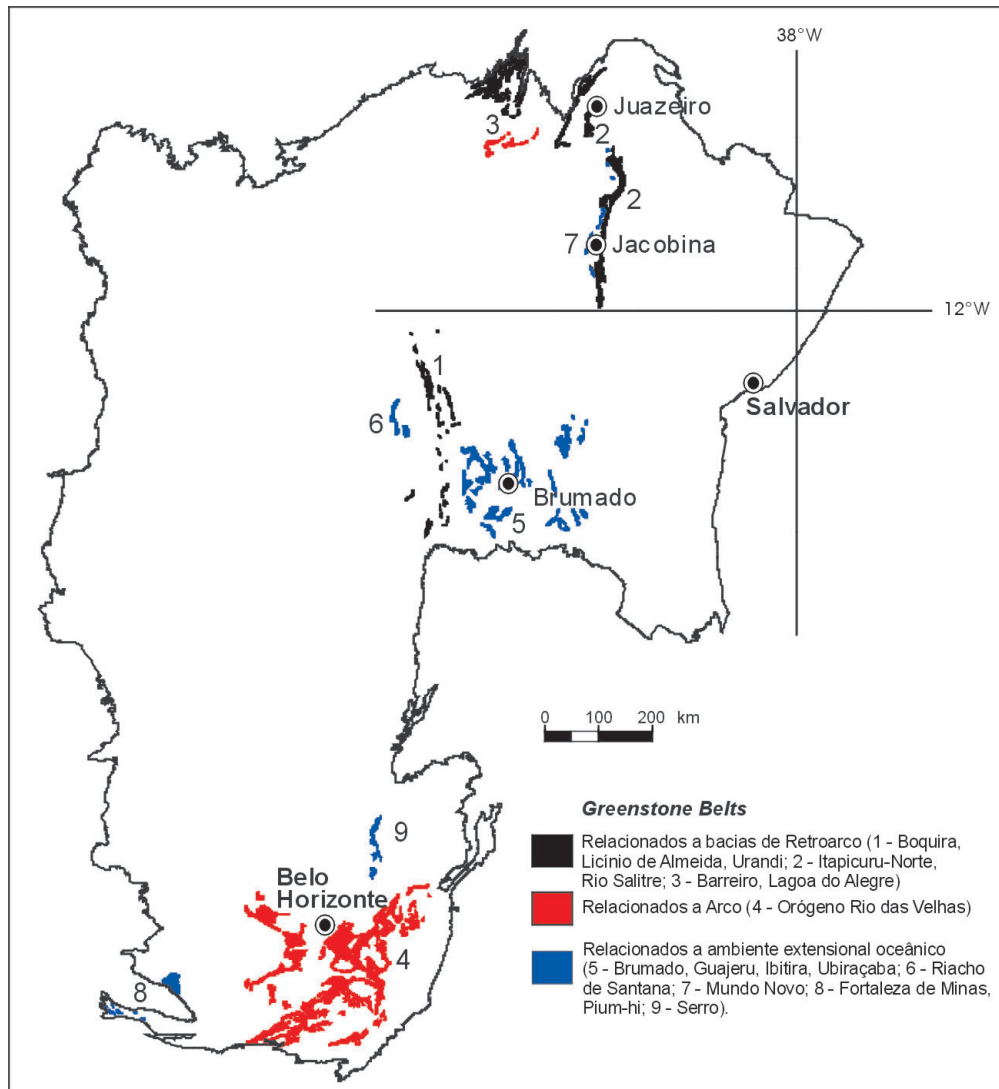


Figura V.3 – Distribuição dos *greenstone belts* arqueanos do embasamento da Província São Francisco segundo seus ambientes tectônicos

Figura V.3 – Distribution of Archean greenstones belts within the basement of the São Francisco province according to its tectonic environment

contaminação por material crustal. As idades U-Pb de cristalização magmática dessas rochas mostram a existência de sucessivos episódios de acreção ocorridos entre 3,4 e 3,0 Ga, coerente com as idades-modelo $T_{DM'}$ distribuídas no intervalo de 3,1 a 3,6 Ga.

No intervalo 3,17–3,15 Ga, ocorrem, no bloco Gavião, granodioritos porfíricos de tendência calcialcalina intrusivos nos ortognaisses TTG paleoarqueanos do domo de Sete Volta (Martin *et al.* 1991, 1997). Esse bloco caracteriza-se por apresentar metamorfismo da fácies anfibolito alto e, no mínimo, dois episódios de migmatização: o primeiro afetou os ortognaisses TTG paleoarqueanos, a cerca de 3,2 Ga, e o segundo atingiu os ortognaisses cinza mesoarqueanos, em torno de 2,91 Ga (Pinto *et al.* 1998; Leal *et al.* 1996, 1997, 1998; Teixeira *et al.* 2000).

Os neossomas de migmatitos das suítes TTG do bloco Quadrilátero Ferrífero revelam idades de *ca.* 2,86 Ga e 2,77 Ga (U-Pb-zircão), que correspondem a dois picos metamórficos na transição do Mesoarqueano para o Neo-arqueano, o segundo dos quais é sincrônico com a orogenia Rio das Velhas, datada em 2,77 Ga (Machado e Carneiro, 1992; Carneiro *et al.* 1998).

Granitóides neo-arqueanos, de diversas gerações, intrudem as suítes TTG mesoarqueanas. No bloco Quadrilátero Ferrífero esses granitóides podem ser reunidos em três suítes: (i) tonalito, granodiorito e granito calcialcalinos, metaluminosos, com idades U-Pb distribuídas no intervalo de 2,78–2,72 Ga; (ii) granitóides tipo I peraluminosos com idades de 2,71–2,69 Ga (U-Pb zircão); e (iii) diques e plútons de granito cinza mais jovem, pós-orogênico, colocados no intervalo de 2,61–2,55 Ga (Teixeira *et al.* 2000). As suítes graníticas metaluminosas e

peraluminosas estão relacionadas, respectivamente, a episódios magmáticos acrescionários e colisionais, ocorridos entre 2,78 e 2,69 Ga, durante a evolução do Orógeno Rio das Velhas, que resultou da interação de placas consolidadas no Mesoarqueano. A última fase de diques de granito cinza com idade *ca.* 2,6 Ga, também constatada no bloco Gavião, pode ser considerada um evento magmático pós-tectônico que marca o início do regime extensional do final do éon Arqueano.

Ciclos de Wilson Neo-Arqueanos

Os microcontinentes consolidados/estabilizados do fim do Mesoarqueano constituíam massas continentais originalmente bem maiores. Informações isotópicas, sobretudo do par Sm-Nd, confirmam que partes dessas massas continentais foram recicladas durante as orogêneses neo-arqueanas e proterozóicas. Portanto, os atuais segmentos de crosta continental mesoarqueanos personificados nos blocos Gavião-Lençóis, Serrinha-(Congo ?) e Quadrilátero Ferrífero (incluindo Guanhões, Porteirinha, Guanambi/Correntina) representam feições vestigiais de massas continentais originalmente mais amplas, idéia já formulada para o éon Arqueano por Brito Neves (1999).

Se assim não fosse, seria difícil entender as grandes mudanças que aconteceram a partir do Neo-arqueano, como: (i) o desenvolvimento de margens passivas ou áreas de plataforma estável, interpretadas a partir dos registros sedimentológicos e mapeamento de extensas faixas de associação de paragneisses do tipo Quartzito, Pelitos e Carbonatos – QPC; (ii) o reconhecimento de remanescentes de crosta oceânica em faixas de associação de rochas máfico-ultramáficas e metassedimentares químico-exalativas (sílico-ferro-manganesíferas, carbonáticas e grafitosas); (iii) a identificação de arcos magmáticos plutônicos e vulcânicos, acrescionários e colisionais, que atestam o fechamento de amplos oceanos durante o Neo-arqueano; e (iv) o desenvolvimento de bacias extensionais de retroarco sobre substrato síalico onde se formou a maioria dos *greenstone belts* do Neo-arqueano.

A evolução dos terrenos neo-arqueanos, na Bahia, está governada pela orogênese Jequié, também identificada em Minas Gerais com o nome de orogênese Rio das Velhas (Machado e Carneiro, 1992). O “ciclo Jequié” tem precedência sobre o “ciclo Rio das Velhas” e foi proposto, originalmente, por Brito Neves *et al.* (1980) para formação de rochas no intervalo de 2,60–2,70 Ga. Trabalhos posteriores indicaram que a máxima de dados isotópicos situam-se entre 2,80–2,70 Ga. Esse ciclo tectono-magmático foi correlacionado ao evento Aroense, no escudo das Guianas, em que os valores de idades situam-se entre 2,90–2,70 Ga (Schobbenhaus *et al.* 1984). O nome Rio das Velhas tem sido empregado no sentido de orógeno,

considerando que o *Greenstone Belt* Rio das Velhas é um produto da orogênese neo-arqueana. Por isso, nesse trabalho de integração, fez-se uma opção pelo uso dos termos/nomes “orogênese Jequié” e “Orógeno Rio das Velhas”.

Orógeno Rio das Velhas

O *Greenstone Belt* Rio das Velhas é o mais conhecido do Brasil por hospedar depósitos de ouro de classe mundial e configura uma estrutura relacionada a arco magmático, cuja evolução ocorreu dentro do ciclo orogênico Jequié.

A unidade litoestratigráfica maior, o Supergrupo Rio das Velhas, compreende dois grupos (Dorr *et al.* 1957): Nova Lima (inferior) e Maquiné (superior). O Grupo Nova Lima constitui uma associação vulcanossedimentar composta de três unidades tectono-estratigráficas (Pinto, 1996a): (i) uma unidade basal de lavas e soleiras máficas e ultramáficas, de composição tholeiítica tipo *Mid-Ocean Ridge Basalts* – MORB e subordinadamente komatiítica, com intercalações metassedimentares químico-exalativas, formadas em ambiente extensional de fundo oceânico; (ii) uma unidade intermediária de rochas piroclásticas e vulcanoclásticas félsicas, de afinidade calcialcalina (dacítica), de ambiente compressivo, relacionada a arco vulcânico intra-oceânico; e (iii) uma unidade superior, pós-eruptiva, de rochas metassedimentares vulcanoclásticas e epiclásticas, turbidíticas, ainda de ambiente compressivo, da fase de inversão da bacia. O Grupo Maquiné é uma seqüência sedimentar terrígena, contendo metaconglomerados polimíticos, metarenitos e metapelitos, provavelmente depositada em estágio tardi a pós-orogênico, da fase final de colmatção da bacia.

Os estudos geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos, conduzidos por Machado e Carneiro (1992), Machado *et al.* (1992), Noce *et al.* (1998), Zucchetti (1998), Silva (1996, *apud* Pinto, 1996a) e Silva *et al.* (2000b) caracterizaram o *Greenstone Belt* Rio das Velhas como produto de uma evolução orogênica, ocorrida em três estágios, entre 2,90–2,69 Ga. O primeiro, de ambiente extensional, tem seu início com o rifteamento de uma protocrosta mesoarqueana e evolui até abertura oceânica a cerca de 2,90 Ga (Noce *et al.* 1998). O segundo, de ambiente compressivo, com subducção da placa oceânica, fusão parcial e geração do arco vulcânico e de plútons tonalíticos intrusivos na margem continental, entre 2,78–2,75 Ga, sendo a principal fase de acreção crustal de material juvenil. E o terceiro, o estágio colisional, entre 2,75–2,69 Ga, com fusão de crosta e intrusão de granitos potássicos, erosão e sedimentação.

O modelo evolutivo do Orógeno Rio das Velhas evidencia um ciclo de Wilson completo que compreende os seguintes estágios de evolução tectono-magmática: (i) geração de crosta oceânica a *ca.* 2,90 Ga; (ii) geração de arcos magmáticos plutono-vulcânico relacionados à subducção, *ca.* 2,78–2,75 Ga;

(iii) geração de granitos potássicos relacionados à colisão, a *ca.* 2,75–2,69 Ga; e (iv) geração de granitos subalcalinos a alcalinos e diques máficos a *ca.* 2,62 Ga.

Orógeno Itabuna-Salvador–Curaçá e Bloco Jequié

O Orógeno Itabuna-Salvador–Curaçá (Fig. V.4) representa um extenso segmento de crosta neo-arqueana formada durante a orogenia Jequié. Está dividido em dois domínios: o domínio norte corresponde ao Cinturão Salvador–Curaçá (Dalton de Souza e Santos, 1984) e o domínio sul, ao Cinturão Itabuna (Figueiredo, 1989; Figueiredo e Barbosa, 1993), também referido como bloco de Itabuna (Pedreira *et al.* 1976), *Mobile Belt* da Costa Atlântica (Costa e Mascarenhas, 1982), Domínio da Costa Atlântica (Barbosa, 1986), Cinturão Itabuna–Costa Atlântica (Teixeira *et al.* 2000). Ambos os domínios são constituídos por associações litológicas de mesmas características, compreendendo: (i) associações de paragneisses agrupadas no complexo Tanque Novo (Ladeira e Brockes Junior, 1969; Delgado e Dalton de Souza, 1975) e Complexo Ipirá (Sofner, 1974 *apud* Melo, 1991; Melo *et al.* 1995), também reunidos no complexo Tanque Novo-Ipirá (Kosin *et al.* 1999), a norte, e no complexo Almadina (Martins e Santos, 1997), a sul; (ii) associação de ortogneisses TTG reunidos no Complexo Caraíba, a norte, e Complexo Itabuna, a sul; (iii) associações de rochas máficas e ultramáficas, mapeadas no segmento norte como Complexo São José do Jacuípe (Melo, 1991; Loureiro, 1991; Melo *et al.* 1995) e no segmento sul como corpos de piroxenito, gabronorito, gabro-diorito e metabasalto; e (iv) intrusões de charnockito, granito, tonalito, monzonito (inclusive shoshonítico), algumas das quais relacionadas à evolução paleoproterozóica.

Estágio pré-orogênico

As faixas de paragneisses se distribuem na margem oeste do orógeno. São constituídas de quartzito, gnaiss, gnaiss kinzigítico, granada gnaiss, rocha calcissilicática, gnaiss grafitoso e manganífero, formação ferrífera, gondito e corpos de anfibolito. São interpretadas como uma típica associação QPC, de ambiente plataformal de margem passiva, incluindo componentes do estágio rifte. Apesar de sua ampla exposição na margem oeste do orógeno, numa extensão de mais ou menos 750 km, ainda assim representam faixas vestigiais imbricadas tectonicamente com os ortogneisses do seu embasamento ou com fatias de ortogneisses TTG dos arcos plutônicos.

Alguns segmentos de rochas supracrustais são caracterizados como “seqüências anfibolíticas”, pela predominância de rocha metamáfica (principalmente anfibolito) em associação com formações ferrífera, manganífero, grafitosa, carbonática e calcissilicática, além de paragneiss

kinzigítico. Esta associação é interpretada como remanescente de crosta oceânica, guardando identidade com a camada 1 da crosta ofiolítica. Compreendem os gnaisses Bom Despacho, mapeados por Delgado e Dalton de Souza (1975) e Kosin *et al.* (1999), na parte norte do Cinturão Salvador–Curaçá; e parte dos gnaisses Ipirá, mapeados por Melo (1991), Loureiro (1991), Sampaio (1992), Melo *et al.* (1995) e Kosin *et al.* (1999), na extensão sul desse cinturão.

Em contato tectônico com a “seqüência anfibolítica” de fundo oceânico, ocorrem complexos ou associações de rochas máficas e ultramáficas de caráter plutônico, constituídas por corpos bandados ou granulares de gabronorito, norito, gabro, ferrogabro, leucogabro (restrito) e peridotito. Constituem a Suíte São José do Jacuípe, interpretada por Teixeira (1997) como derivada de um magma tholeiítico tipo MORB, com leve contaminação crustal, representando um remanescente de crosta oceânica obductado. Xenólito desta suíte em enderbito TTG do Complexo Caraíba, com idade de 2,69 Ga (U-Pb SHRIMP; Silva *et al.* 1997b), indica que essa crosta oceânica é mais antiga que 2,7 Ga, o que é coerente com a idade-modelo T_{DM} de cerca de 2,82 Ga desse enderbito de fonte juvenil com leve contaminação crustal. Além do mais, esse xenólito exibe uma estrutura planar dobrada (So//S1) não registrada na rocha encaixante, que indica deformação arqueana no Cinturão Salvador–Curaçá.

No segmento sul, corpos de metagabro-norito-diorito com granada e metabasalto também ocorrem em associação com as suítes TTG do complexo São José e formam bandas e faixas no âmbito do Cinturão Itabuna (Arcanjo, 1997; Martins e Santos, 1997). Adicionalmente, a distribuição e concentração de depósitos e ocorrências de manganês em distritos e campos mineralizados que se alinham formando faixas mineralizadas (Sá, 1982; Loureiro e Dalton de Souza, 1983, 1986; Neves e Dalton de Souza, 1984; Martins, 1986) constituem fortes indícios de afloramento de segmentos de crosta oceânica com remanescentes de rochas supracrustais manganíferas.

Uma isócrona Sm-Nd em gabro do Complexo Itabuna forneceu uma idade de 2,90 Ga (Barbosa, 1990). Esta idade pode ser a mais significativa para a formação da crosta oceânica, se comparada com a idade mínima de 2,7 Ga obtida indiretamente para a Suíte São José do Jacuípe. Coincide com a idade de oceanização a *ca.* 2,90 Ga do Orógeno Rio das Velhas, proposta por Noce *et al.* (1998).

Estágio Orogênico

O bloco Jequié é constituído pelo Complexo Jequié (Arco Magmático de Margem Continental Jequié), que consiste em uma associação de ortogneisses bandados, migmatitos e relíquias de rochas supracrustais intrudidas por uma suíte enderbito-charnockítica, todos metamorfizados na fácies granulítico. Essa suíte mostra assinatura geoquímica de série calcialcalina (Barbosa, 1990; Marinho, 1991; Marinho *et al.*

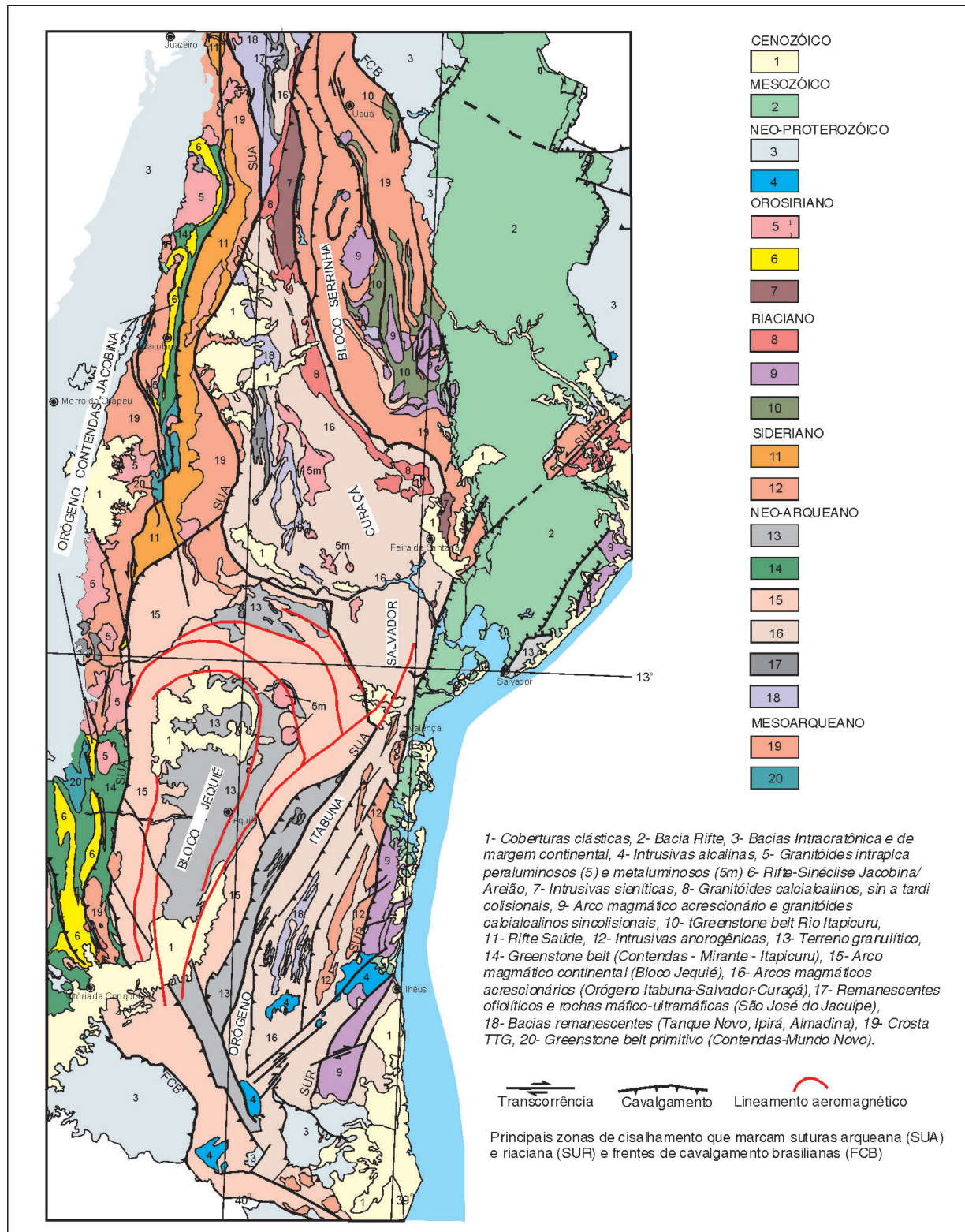


Figura V.4 – Cinturão Móvel Bahia Oriental, resultante da colagem Riacciana, envolvendo blocos mesoarqueanos (Gavião - Lençóis, Serrinha) e arcos magmáticos neo-arqueanos (Caraíba, Itabuna, Jequiê)

Figure V.4 – Western Bahia Mobile Belt, resulting from the Rhyacian collage, involving Mesoarchean blocks (Gavião-Lençóis, Serrinha) and Neorchean magmatic arcs (Caraíba, Itabuna, Jequiê)

1992a), de fonte juvenil mantélica, idade-modelo T_{DM} entre 3,4–3,0 Ga e valores positivos de ϵ_{Nd} (3,0 Ga) (Alibert e Barbosa, 1992). Os dois primeiros autores obtiveram idades (U-Pb SHRIMP) para essa suíte enderbite-chornockítica no intervalo de 2,81–2,68 Ga. Outras idades mais jovens foram obtidas por métodos menos precisos: 2,64 Ga por U-Pb convencional (Ledru *et al.* 1994) e 2,66 Ga por Pb/Pb isocrônico (Marinho, 1991). Entretanto, em ortognaisses e migmatitos, a idade obtida de 2,90 Ga indica que parte dessas rochas do Complexo Jequié é remanescente da crosta mais antiga mesoarqueana. Em consonância, as idades-modelo T_{DM} entre 3,4 e 3,0 Ga também já sugeriam fonte heterogênea dos protólitos das rochas do Complexo Jequié, com provável reciclagem de crosta continental prévia (Teixeira *et al.* 2000). Neste bloco, também ocorrem charnockitos paleoproterozóicos, exemplificados pelo domo de Brejões (Barbosa *et al.* 1998; Teixeira *et al.* 2000).

Apesar do forte controle tectônico/metamórfico imposto pela colagem orogênica Riacciana (Transamazônica), o bloco Jequié preserva registros sugestivos de eventos arqueanos, tais como: (i) dobras recumbentes com sugestão de uma foliação granulítica arqueana; (ii) dobras em bainha subhorizontais associadas com lineação mineral norte-sul e indicadores de vergência para norte (Sabaté, inédito e Cunha, com. verbal; (i) e (ii) citados por Teixeira *et al.* 2000).

Os dados geológicos, geoquímicos e isotópicos sugerem que o bloco Jequié é constituído por uma mistura de restos de crosta mesoarqueana e de material crustal juvenil neo-arqueano, associação esta que pode ser interpretada como a de um arco magmático maduro, continental, neo-arqueano que se estabeleceu sobre a margem do protocontinente mesoarqueano.

O Complexo Caraíba (Arco Magmaico Caraíba) e o Complexo Itabuna (Arco Magmaico Itabuna) reúnem suítes TTG que foram, posteriormente, granulitizadas durante a colisão do Riacciano. No Complexo Caraíba essas suítes são representadas por ortognaisses sódicas e sódico-potássicas, de afinidade calcialcalina (Teixeira, 1997). No Complexo Itabuna dominam os ortognaisses plutônicos com componentes vulcânicos muito subordinados. Barbosa (1990) interpretou as rochas do Complexo Itabuna como uma associação magmaica de margem continental ativa, que mostra variação composicional e química, materializada de este para oeste, por rochas de afinidade tholeítica de arco, rochas calcialcalinas e rochas shoshoníticas. Interpretou, ainda, uma subducção, com a placa oceânica mergulhando para oeste, por debaixo do bloco de Jequié.

Os novos dados geocronológicos de alta precisão (U-Pb SHRIMP) obtidos por Silva *et al.* (2002c) confirmam a idade da suíte TTG do Complexo Itabuna em torno de 2,80 Ga coeva com a idade (U-Pb SHRIMP) da suíte enderbite-chornockítica do Complexo Jequié (2,81–2,68 Ga, Alibert e Barbosa, 1992).

No Complexo Caraíba, as idades (U-Pb SHRIMP) variaram de ca. 2,79 a 2,63 Ga (Silva *et al.* 1997b; Silva *et al.* 2002c). Em resumo, as suítes TTG dos complexos Caraíba e Itabuna e suíte enderbite-chornockítica calcialcalina normal do Complexo Jequié representam sucessivos arcos magmaicos coalescidos entre 2,81–2,69 Ga. Os charnockitos do Complexo Caraíba, que assinalam a estabilização dessa crosta, foram intrudidos em 2,63 Ga (U-Pb SHRIMP, Silva *et al.* 1997b). Esses ortognaisses charnockíticos cortam e contêm xenólitos previamente deformados da Suíte São José do Jacuípe, comprovando, mais uma vez, a presença de deformação arqueana no Cinturão Salvador–Curaçá.

Outras evidências de deformação arqueana no Cinturão Salvador–Curaçá são relacionadas à intrusão norítico-hiperstênio granulítica da Mina Caraíba, o segundo maior depósito de sulfeto de cobre do Brasil, datada em 2,58 Ga (U-Pb SHRIMP, Oliveira, 2001, com. oral). Segundo Oliveira e Lacerda (1993), o corpo máfico-ultramáfico de Caraíba resultou de injeção múltiplas de diques, veios e brechas de noritos e hiperstenitos (as rochas mais jovens), que cortam rochas encaixantes previamente deformadas e metamorfizadas em alto grau. Silva (1994), por seu turno, defende que os hiperstenitos cupríferos são soleiras (e possíveis diques) D_1 , embora admita que soleiras/diques menores possam ter sido colocados sin e subparalelamente a empurrões D_2 . As duas interpretações, independentemente de qual esteja correta, indicam deformação/metamorfismo arqueano ($\geq 2,58$ Ga). Mais a sul, em São José do Jacuípe, em uma amostra de enderbite do Complexo Caraíba foi datada uma primeira fase de metamorfismo granulítico em $2,59 \pm 7$ Ga, valor correspondente ao intercepto inferior de uma concórdia U-Pb SHRIMP (Silva *et al.* 1997b).

Todas as amostras analisadas nos três domínios, tectônicos: Caraíba, Itabuna e Jequié, mostram a superposição de um evento metamórfico generalizado de alto grau, no final da colagem Riacciana/Transamazônica, entre 2,08–2,07 Ga. Este evento obliterou o metamorfismo pretérito/remanescente relacionado à orogênese Jequié. Eventos metamórficos neo-arqueanos relacionados a processos de migmatização e geração de granitos peraluminosos (por fusão parcial de protólitos crustais), indicativos de colisão, têm sido registrados no domínio da crosta mesoarqueana, onde foi menor a influência do retrabalhamento paleoproterozóico. As idades desses picos metamórficos são de 2,69 e 2,77 Ga, constatadas, principalmente, no bloco Quadrilátero Ferrífero.

Concluindo, os principais registros magmaicos da orogenia Jequié, identificados no Orógeno Itabuna–Salvador–Curaçá e no bloco Jequié e confirmados por dados isotópicos e idades radiométricas (U-Pb SHRIMP e convencional), compreendem: (i) magmatismo máfico-ultramáfico (plutono-vulcânico) pré-orogênico, interpretado como remanescentes de crosta oceânica (Suíte São José do Jacuípe e correlatos), com idade

mínima de 2,7 Ga e máxima de 2,9 Ga; (ii) plutonismo e vulcanismo calcialcalino, juvenil, que marca o estágio acrescionário do orógeno (arcos magmáticos Caraíba e Itabuna) e do bloco Jequié (arco magmático Jequié), no intervalo de tempo de 2,81 a 2,69 Ga, portanto Neo-arqueana; (iii) magmatismo calcialcalino potássico, sobretudo peraluminoso e picos de metamorfismo em 2,69 Ga e 2,61 Ga, sinalizando distintos episódios colisionais; e (iv) magmatismo tardi a pós-colisional orogênico, potássico, shoshonítico, entre 2,6 e 2,55 Ga, que marca a estabilização/cratonização neo-arqueana e início da fase extensional e transicional para o Paleoproterozóico.

Modelo Tectônico

Teixeira (1997) propôs um modelo de evolução tectônica para o Cinturão Salvador–Curaçá, com base na caracterização petrogenética das unidades estudadas (Suíte São José do Jacuípe e Complexo Caraíba), compreendendo os seguintes eventos:

- i) Fusão parcial de rochas máficas de base de crosta (eclogito) e geração de granitóides sódicos, na fase precoce do rifteamento (parte do Complexo Mairi, para os autores deste texto);
- ii) Estabelecimento de um sistema de rifte que evoluiu para uma bacia oceânica, com a formação de uma crosta basáltica tholeiítica similar ao MORB, composta de unidade metavulcanossedimentar superior (Complexo Ipirá) e unidade metamáfica plutônica inferior – assoalho, diques, soleira (Complexo São José do Jacuípe); e
- iii) Inversão da bacia e surgimento de um sistema de subducção, com a placa oceânica mergulhando para leste, em acordo com proposta anterior de Padilha e Melo (1991); e geração de ortognaisses sódicos (juvenis com leve contaminação crustal) e sódico-potássicos e potássicos (retrabalhamento crustal).
- iv) Fechamento da bacia e colisão continental.

Em sua proposta de modelo, Teixeira (1997) caracterizou um ciclo completo de Wilson. A Suíte São José do Jacuípe (e parte do Complexo Ipirá) como remanescentes da crosta oceânica e os ortognaisses do Complexo Caraíba como um arco magmático resultante da subducção dessa crosta oceânica. A facilogia química dos ortognaisses do Complexo Caraíba, mostrada por Teixeira (1997), põe em evidência um zoneamento de arco magmático desde os termos mais sódicos, a oeste, até os mais potássicos a leste (Fig. V.5). Os ortognaisses sódicos, trondhjemiticos, associam-se, intimamente, com os remanescentes da crosta oceânica, na borda oeste do orógeno, enquanto os ortognaisses sódico-potássicos dominam na borda leste. Esse modelo tectônico foi proposto para o Paleoproterozóico. Entretanto, as idades U-Pb SHRIMP (Silva *et al.* 1997b e Silva *et al.* 2002c), no intervalo de 2,79–2,69 Ga para os ortognaisses sódicos e sódico-potássicos do

Complexo Caraíba e de 2,63 Ga para os ortognaisses potássicos intrusivos (com xenólitos de rochas básicas), indicam idades neo-arqueanas para o arco magmático Caraíba, e, indiretamente, para os remanescentes de crosta oceânica obductados.

O Cinturão Itabuna é interpretado como a raiz de arcos-de-ilhas (ortognaisses TTG) formado a partir da subducção de uma crosta oceânica, conectada a leste com o paleocontinente do Congo (Figueiredo, 1989; Barbosa, 1990 e 1997; Figueiredo e Barbosa, 1993).

Ao contrário do modelo proposto por Teixeira (1997) para o Cinturão Salvador–Curaçá, neste modelo evolutivo a subducção é dirigida para oeste, sob o bloco Jequié. As seqüências supracrustais formadas entre o bloco Jequié e o arco Magmático Itabuna correspondem a depósitos de retroarco, posteriormente, empurrados sobre o “microcontinente” Jequié, segundo Barbosa (1990). As idades U-Pb SHRIMP obtidas por Silva *et al.* (2002c) nos ortognaisses TTG do Complexo Itabuna (2,82–2,71 Ga) confirmam também a idade arqueana para formação do arco magmático na extensão sul do Orógeno Itabuna–Salvador–Curaçá. Esse é um modelo alternativo com duas fases de oceanização, uma há cerca de 2,9–2,8 Ga e outra mais jovem (a bacia de retroarco), e a geração de suítes TTG relacionadas a dois estágios de consumo de placas oceânicas em regime de subducção.

A orogênese Jequié foi responsável pela subducção de crosta oceânica situado entre duas massas continentais do Mesoarqueano, representadas pelos blocos Gavião–Lençóis e Quadrilátero Ferrífero a oeste (protocontinente Sanfranciscano) e a leste pelo bloco remanescente de Serrinha e protocráton Congo [protocontinente Serrinha(-Congo?)]. A geração de sucessivos arcos magmáticos intraoceânicos (Orógeno Itabuna–Salvador–Curaçá e Rio das Velhas) e de margem continental (bloco Jequié), no intervalo 2,82–2,69 Ga, é indicativa de processos sucessivos de acreção crustal relacionados à subducção. A placa que subduziu mergulhava para oeste por debaixo do “protocontinente Sanfranciscano”, pelo menos a sul do paralelo 13°S, em consonância com as interpretações de Figueiredo (1989), Barbosa (1990 e 1997), Figueiredo e Barbosa, (1993) e Padilha e Santos, (1997), enquanto mais a norte as indicações são de subducção para leste sob o protocontinente Serrinha(-Congo?) , em acordância com Teixeira (1997) e Padilha e Melo (1991). A distribuição dos remanescentes de crosta oceânica entre os arcos intraoceânicos, a leste, e o microcontinente mesoarqueano, a oeste (Fig. V.4), é indicativo de uma sutura neo-arqueana relacionada a uma microcolisão tipo arco-continente.

Greenstone Belts de Retroarco

Os *greenstone belts* de retroarco foram formados em áreas intracontinentais, no contexto da orogenia Jequié. Estão

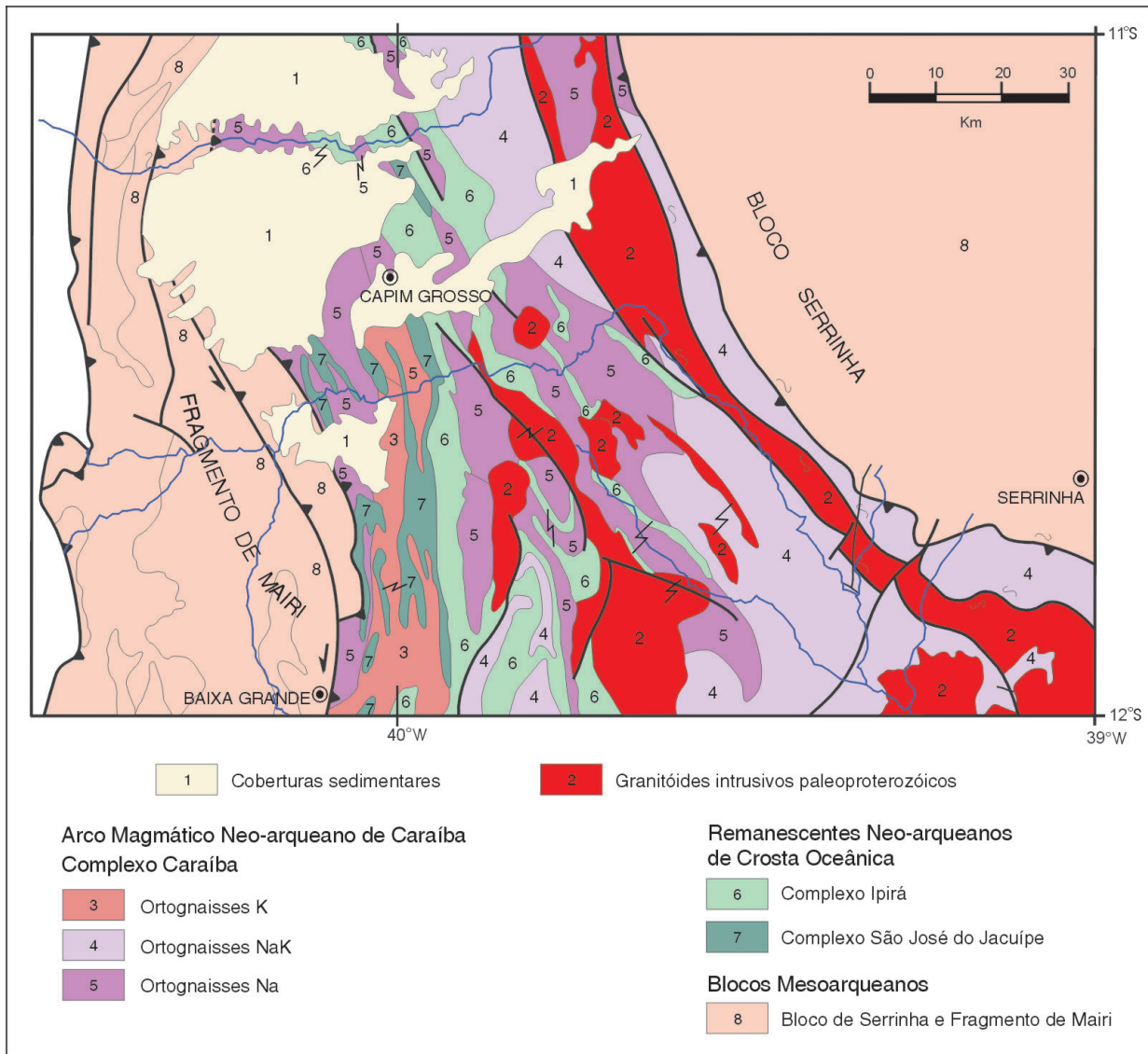


Figura V.5 – Esboço geológico da seção média do Cinturão Salvador–Curaçá, com destaque para o zoneamento químico dos ortognaisses do Complexo Caraíba (Arco Magmático de Caraíba) e sua relação com os remanescentes de crosta oceânica (modificado de Teixeira, 1997)

Figura V.5 – Geological Sketch of the Salvador–Curaçá belt mid section, outstanding the chemical zoning of the Caraíba Complex orthogneisses (Caraíba magmatic arc) and its relationship with the remnants of the oceanic crust (modified from Teixeira, 1997)

posicionados sobre complexos granito-gnáissicos meso-arqueanos e foram intrudidos por granitóides neo-arqueanos e paleoproterozóicos.

Greenstone belts (Fig. V.3) se dispõem ao longo de faixas lineares que se comportaram inicialmente como sítios extensionais intracontinentais, limitados por falhas. Essas estruturas evoluíram até aberturas oceânicas, possivelmente estreitas, e condicionaram a deposição de espessa pilha vulcanossedimentar. A seqüência inferior é pobre em vulcanismo félsico, com dominância de vulcanismo máfico (metabasaltos transformados em filitos/xistos máficos, anfibólio xistos ou anfibólitos) e alguns corpos ultramáficos.

Sobre a seção vulcânica ou diretamente sobre o embasamento gnáissico ocorre uma espessa seqüência químico-exalativa composta de formações ferríferas de fácies óxido, sulfeto e silicato (e.g. Complexo Boquirá), formação manganesífera (e.g. Complexo Itapicuru, Urandí, Licínio de Almeida), mármore, metacherte, filito/xisto grafitoso ou manganesífero, rocha calcissilicática e metapelito.

São fortes candidatos a representantes de *greenstone belts* de retroarco os complexos (ou parte deles) Contendas-Mirante (seção intermediária da pilha estratigráfica), Itapicuru (extensão norte do *Greenstone Belt* Mundo Novo) e Rio Salitre, que são controlados pelo Lineamento Contendas–Jacobina, e

os *greenstone belts* de Boquira, Licínio de Almeida e Urandí, controlados pelo Lineamento Espinhaço (Fig. V.2 e V.3). Esses dois megalineamentos, um a leste e outro a oeste do bloco mesoarqueano Gavião–Lençóis, controlaram as estruturas tipo *greenstone belts* formadas em ambiente extensional e possivelmente relacionadas à orogenia Jequié. Esses dois megalineamentos constituem estruturas fundamentais da crosta que foram reativadas nos eventos proterozóicos subseqüentes, tema a ser abordado em outro subtítulo desse capítulo.

Todos os *greenstone belts* de retroarco estão, em maior ou menor grau, retrabalhados pelas orogêneses do Riachão, já que se localizam em estruturas de falhas mais antigas, herdadas, reativadas e reutilizadas como sítios deposicionais de seqüências vulcanossedimentares mais jovens. Representam estruturas fundamentais da crosta arqueana, reativadas no Paleoproterozóico, inicialmente como riftes, na fase extensional, e, posteriormente, como faixas orogênicas transpressivas. O exemplo mais espetacular desse fenômeno de herança crustal está registrado no Lineamento Contendas–Jacobina, comentado nos itens a seguir.

Tafrogênese Sideriana

A crosta continental, no Neo-arqueano, mostra registros de fragmentação a partir de *ca.* 2,6 Ga.

O enxame de diques máficos de direção NW–SE, com idade isocrônica Sm–Nd de 2,65 Ga (Pinese *et al.* 1995) e as intrusões de diques e corpos graníticos com idade de 2,61–2,55 Ga, reconhecidos no Estado de Minas Gerais, no interior do bloco Quadrilátero Ferrífero, constituem os primeiros registros de uma tectônica extensional sideriana controlada por antigas descontinuidades estruturais (Endo e Machado, 1998). O enxame de diques noríticos de direção NNE da região de Uauá (Bahia) com idades preliminares Sm–Nd (isócrônica em rocha total) e Pb–Pb (convencional em zircão) de 2,58 Ga (Oliveira *et al.* 1999b), também constitui registro deste evento sideriano no bloco Serrinha.

Na região centro-leste do Estado da Bahia, o lineamento Contendas–Jacobina (Fig. V.2) representa uma dessas importantes zonas de descontinuidade estrutural reativadas na transição do Neo-arqueano para o Paleoproterozóico, propiciando a intrusão, na parte sul, a leste do Complexo Contendas–Mirante, do complexo máfico-ultramáfico Rio Jacaré (Brito, 1984) e do maciço Pé-de-Serra, que compreende corpos de granito subalcalino fortemente deformados e corpos de granito e sienito alcalinos menos deformados e possivelmente tardios em relação àqueles (Teixeira *et al.* 2000). Essas intrusões intraplaca de origem mantélica (com contaminação crustal) foram colocadas na crosta no intervalo de 2,56 a 2,47 Ga (idades Pb–Pb de Marinho, 1991 e Rb–Sr de Cordani *et*

al. 1985). Outros corpos máficos-ultramáficos, entre eles os noritos do Complexo São Bento dos Torres (no Estado de Minas Gerais), também podem ter-se formado durante essa fase extensional.

O Complexo Saúde (Couto *et al.* 1978), composto por uma associação de paragneisse, kinzigito, migmatito, quartzito, rochas calcissilicáticas e corpos máfico-ultramáficos, representa outra unidade geológica cuja origem está relacionada ao lineamento Contendas–Jacobina. Aflora imediatamente a leste da serra de Jacobina, onde constitui uma faixa com largura média da ordem de 20 km, que se estende por mais de 700 km na direção SSW–NNE, limitada por um feixe de falhas N–S a NNE–SSW relacionadas a aquele lineamento. Essas falhas não só limitam o Complexo Saúde, mas também uma série de *inliers* do embasamento cratônico (Complexo Mairi) da borda oriental do bloco Gavião, sendo o mais expressivo deles conhecido como “Fragmento de Mairi” (Melo *et al.* 1995; Kosin *et al.* 1999).

A Suíte Água Sumida, localizada no sudeste da Bahia, representa um conjunto de maciços monzoníticos, de afinidades shoshoníticas (Arcanjo, 1997; Martins e Santos, 1997), que intrudem as suítes TTG do Complexo Itabuna ao longo de duas faixas subparalelas, descontínuas, de direção SSW–NNE, com cerca de 200 km de extensão. Apresentam idade isocrônica Rb–Sr (rocha total) de 2,32 Ga (Arcanjo, 1997; Martins e Santos, 1997) e idade-modelo T_{DM} de *ca.* 2,4 Ga (dado não-publicado, citado por Barbosa *et al.* 2001). Assim, a suíte intrusiva Água Sumida pode representar manifestações do plutonismo granítico intraplaca do início do Paleoproterozóico.

Antes de 2,4 Ga, o regime extensional que se implantou no Sideriano evoluiu até o desenvolvimento de bacias de margem passiva (Alkmim e Marshak, 1998).

As seqüências de margem passiva paleoproterozóicas estão representadas pelo Supergrupo Minas (excluído o Grupo Sabará), e pelo Grupo Colomi (Barbosa, 1965; Dalton de Souza *et al.* 1979). Ambos são dominados por espessas formações ferríferas bandadas tipo Lago Superior ou Minas (itabirito), que são um marco litoestratigráfico e metalogenético do período Sideriano. O Supergrupo Minas está bem exposto no bloco Quadrilátero Ferrífero e em faixas reliquias no bloco Guanhões. O Grupo Colomi aflora em um conjunto de serras isoladas sobre o bloco Sobradinho. Ambos consistem de uma seqüência clástica inferior de metaconglomerado, metarenito e metapelito que grada em direção ao topo para uma seqüência marinha de águas rasas, constituída por formações carbonática e ferrífera e terminam com uma seqüência siliciclástica (filito e ortoquartzito) de ambiente deltaico.

Esse regime extensional se estendeu além do limite superior do Sideriano (2,3 Ga), até próximo a 2,2 Ga, e culminou com abertura oceânica. Os remanescentes dessa crosta oceânica paleoproterozóica estão bem representados no bloco Serrinha (Fig. V.4) pela unidade vulcânica máfica basal da seção

estratigráfica do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru, essencialmente constituída de metabasaltos tholeiíticos, tipo P-MORB (Silva, 1987). Esses metabasaltos são maciços, porfiríticos, variolíticos e amigdaloidais, às vezes com *pillow*-lavas e brechas de fluxo bem preservadas e contêm finas intercalações de rochas sedimentares químico-exalativas (formações ferríferas bandadas e chertes) e pelíticos (folhelhos grafitosos) (Kishida, 1979; Silva, 1983, 1987). Apresentam idades Pb-Pb (rocha total) de 2,21 Ga e T_{DM} de 2,2 Ga e $\epsilon_{Nd(2,2 Ga)} = +4$ (Silva, 1992) e foram interpretados como derivados de uma bacia de retroarco (Silva, 1987, 1992; Figueiredo, 1989) instalada sobre o bloco Serrinha.

Colagem Riacciana

O nome “Trans-Amazonian” foi originalmente usado por Hurley *et al.* (1967) para caracterizar um ciclo orogênico com dois eventos tectono-magmáticos ocorridos no setor oriental da região amazônica e datados em 2,25 e 2,00 Ga por isócronas Rb-Sr em rocha total. A palavra foi traduzida como “Transamazônica” e incorporada à literatura geológica da região. Mais recentemente, Santos *et al.* (2002), com base em dados geocronológicos Pb-Pb em zircão da área-tipo (Cráton São Luís; Klein e Moura, 2001) e da região Amapá obtidos pela CPRM (ver Capítulo IV) e em dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em amostras do Cráton Amazonas e do Cráton La Plata, reconhecem quatro orogêneses principais durante a ação do Ciclo Orogrênico Transamazônico, três das quais riaccianas (2,26–2,20 Ga; 2,16–2,12 Ga; e 2,08–2,05 Ga) e uma orosiriana (2,02–2,01 Ga). Já Brito Neves (1999), analisando dados das províncias São Francisco e Borborema, entende que o ciclo é composto por três orogêneses, sendo que a primeira é mais antiga, sideriana (2,35 ± 0,05 Ga) e a última mais jovem orosiriana (2,00 ± 0,05 Ga) que a duração do ciclo Transamazônico nos crátons Amazonas, São Luís e La Plata. Assim, os eventos orogênicos sincrônicos à colagem Transamazônica desenvolveram um sistema de orógenos sincrônicos edificados desde o final do Sideriano até o princípio do Orosiriano, mas predominantemente durante o Riacciano (2,30–2,05 Ga).

Os efeitos dessa colagem Riacciana são notáveis e se manifestam amplamente em todas as províncias do Escudo Atlântico. No entanto, a sua organização tectônico-paleogeográfica é complexa, por envolver segmentos vestigiais de orógenos, a maior parte retrabalhada pelas orogêneses do Ciclo Brasileiro. Os registros desse sistema orogênico ocorrem como remanescentes de arcos magmáticos intra-oceânicos relacionados à subducção e continentais relacionados à colisão. Manifestam-se também pelo grande volume de rochas plutônicas intrusivas, tardi a pós-orogênicas, colocadas em domínios de crosta arqueana retrabalhada no Paleoproterozóico.

Os orógenos estruturados no Riacciano envolvem (e retrabalham) os blocos crustais arqueanos (Hartmann e

Delgado, 2001) soldados/estabilizados após a orogênese Jequié e que consolidaram o “paleocontinente Sanfranciscano” ou “Cráton do Paramirim”, uma entidade geotectônica de idade pré-Transamazônica (Almeida, 1981). O crescimento lateral desses paleo/microcontinentes neo-arqueanos se deu por acreção crustal e aglutinação de massas continentais durante a colagem Riacciana. Atualmente, fragmentos remanescentes dessa entidade paleoproterozóica constituem *inliers* do embasamento nas províncias estruturadas no Brasileiro ou coparticipam do embasamento da província do São Francisco. São, presentemente, identificados pelas seguintes denominações:

- i) Cinturão Móvel Paleoproterozóico Dianópolis-Silvânia – abrange os terrenos paleoproterozóicos da província Tocantins situados a este-sudeste do lineamento Transbrasiliiano e a oeste da Província São Francisco (ver subcapítulo da Província Tocantins);
- ii) Cinturão Mineiro – reúne os segmentos crustais paleoproterozóicos situados sobre e nas imediações do bloco Quadrilátero Ferrífero, a sul e leste da Província São Francisco;
- iii) Cinturão Móvel Bahia Oriental – inclui toda a faixa oriental da Bahia, a leste do lineamento Contendas-Jacobina, e, especulativamente, pode se estender para sul, como substrato da margem passiva do orógeno neoproterozóico Araçuaí; e
- iv) Terreno Rio Preto – um domínio na margem noroeste sanfranciscana, de conhecimento ainda perfunctório.

Cinturão Mineiro

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma região do território brasileiro que, ao lado da sua evolução geológica policíclica bastante complexa, caracteriza-se por sua riqueza metalogenética, principalmente representada por seus importantes jazimentos de ferro e ouro. Seu embasamento é constituído de terrenos granito-*greenstone* consolidados no final do Mesoarqueano.

No Neo-arqueano, durante o ciclo Jequié, teve lugar a formação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, desenvolvido em um ciclo completo de Wilson, conforme já comentado neste trabalho, com estágio de tafrogênese seguido de orogênese, vulcanismo félsico calcialcalino coevo com intrusões tonalíticas, metamorfismo e deformação, configurando o que se denominou de Orógeno Rio das Velhas. No Paleoproterozóico, após um período de relativa estabilidade, no Sideriano, que propiciou o desenvolvimento de margens passivas representadas pelo Supergrupo Minas, sucedeu-se um novo episódio orogênico, relacionado ao sistema orogênico Transamazônico, com magmatismo, metamorfismo e deformação, tendo como resultado o denominado Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985).

O Paleoproterozóico inicia-se com a sedimentação do

Supergrupo Minas, no Sideriano, que compreende: (i) a deposição de sedimentos em ambiente continental de leques aluviais, fluvial a flúvio-deltaico, atualmente representados por metaconglomerado, quartzito e metapelito (Grupo Caraça); (ii) a deposição dos protólitos de itabirito e dolomito (Grupo Itabira), em ambiente marinho, em plataforma estável relacionada à bacia de margem passiva; e (iii) deposição de pelito e arenito (Grupo Piracicaba) em ambiente marinho mais profundo.

A condição de estabilidade tectônica, que perdurou durante a sedimentação do Grupo Itabira até a época da sedimentação pelítica do topo do Grupo Piracicaba, foi modificada há cerca de 2,22 Ga pelo início do evento tectono-termal do Riaciano (Ávila, 2000). A partir de então, o desenvolvimento de uma faixa móvel paleoproterozóica, o denominado Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985), identifica-se com os estágios mais tardios da evolução da Bacia Minas, quando se constituiu o Grupo Sabará, que está associado a um vigoroso regime de convergência de massas. Esta faixa paleoproterozóica encontra-se estruturada segundo a direção ENE-WSW e os seus remanescentes, fragmentados pelos eventos tectônicos proterozóicos (deformações transcorrentes, dobramentos e cavalgamentos), podem ser observados ao longo de aproximadamente 300 km de extensão. Diversas unidades estratigráficas estão vinculadas ao sistema orogênico Riaciano, cabendo ressaltar o Complexo Juiz de Fora e os grupos Dom Silvério, Sabará e Itacolomi, além de intrusões máficas e granitóides.

Na evolução desse orógeno paleoproterozóico (Cinturão Mineiro), com características predominantemente ensiálicas (Teixeira e Figueiredo, 1991) e balizado a oeste pelo complexo Bonfim (Carneiro, 1992), são admitidos estágios múltiplos envolvendo um intenso retrabalhamento crustal dos antigos núcleos continentais, além da geração de uma quantidade relativamente grande de crosta continental juvenil (Ávila, 2000). No domínio marginal ao cráton ou ao terreno granito-*greenstone* do QF vem sendo caracterizado um intenso plutonismo calcialcalino paleoproterozóico dentro de complexos metamórficos mesoarqueanos, interpretado como relacionado a um arco magmático plutônico (Teixeira, 1985; Padilha *et al.* 1991; Quéméneur *et al.* 1994; Ávila, 2000). Quéméneur e Noce (2000) propuseram uma divisão em três suítes para alguns dos corpos plutônicos da parte central do Cinturão Mineiro: granítica, TTG e gabro-diorítica. A suíte granítica (2,12 Ga) compreende tanto corpos peraluminosos do tipo S altamente diferenciados, como plútons metaluminosos a peraluminosos de alto-K menos evoluídos. As suítes TTG (2,18 a 2,16 Ga) e gabro-diorítica (2,22 a 2,13 Ga) são essencialmente calcialcalinas e podem ter sido originadas de magmas mantélicos em um ambiente de margem de placa tipo Andina. As idades Pb-Pb acima são de Ávila (2000), que considerou a divisão proposta inconveniente do ponto de vista geocronológico e petrogenético. As idades-modelo T_{DM} desses corpos apontam

para misturas em proporções variadas de material mantélico paleoproterozóico e material crustal arqueano (Quéméneur e Noce, 2000). Alguns corpos máfico-ultramáficos que ocorrem na região do QF e circunvizinhança poderão vir a ser incluídos na suíte gabro-diorítica do Cinturão Mineiro.

A extensão desse orógeno paleoproterozóico para nordeste no sentido da faixa Araçuaí ainda é imprecisa e pode envolver inclusive seqüências supracrustais. Este é o caso do Grupo Dom Silvério (xisto aluminoso, quartzito, formação manganésifera e anfibolito), uma faixa linear de direção NNE-SSW, disposta entre o QF e a descontinuidade crustal de Abre Campo, cujo substrato é constituído por ortognaisses do Complexo Mantiqueira. A linearidade e estruturação em calha sinformal (Peres, 2000), aliadas ao regime transcorrente, constituem feições únicas na região e foram consideradas paleoproterozóicas por Endo (1997). Alternativamente, Peres (2000) e Pedrosa – Soares *et al.* (2001) correlacionam o Grupo Dom Silvério com a unidade metavulcanossedimentar neoproterozóica (fácies Ribeirão da Folha, dos últimos autores). Para o Grupo Dom Silvério tem sido sugerida também uma derivação a partir de uma fonte Transamazônica de 2,20 Ga, conforme idade-modelo T_{DM} em rocha total referida por Brueckner *et al.* (1998). Os registros líticos metassedimentares dessa unidade foram interpretados por Peres (2000) como sedimentos marinhos acumulados em plataforma distal ou águas relativamente profundas, enquanto Pedrosa – Soares *et al.* (2001) consideram o Grupo Dom Silvério como uma assembléia de rochas de crosta oceânica.

Um outro segmento com evolução tectônica muito complexa situa-se na região de Juiz de Fora, onde a arquitetura é dominada por sistemas de *nappes*, cavalgamentos oblíquos e zonas de cisalhamento direcionais que justapõem assembléias litológicas muito distintas (Alkmim *et al.* 1993). Ali ainda não foi estabelecida uma distinção criteriosa entre “embasamento” (Complexo Mantiqueira) e orógenos do Riaciano (Cinturão Mineiro e Complexo Juiz de Fora). Segundo Duarte (1998), no Complexo Juiz de Fora pode ser verificada a existência de uma suíte relativamente expandida de rochas cogenéticas, gerada por meio da diferenciação magmática em câmaras suficientemente estáveis. As rochas calcialcalinas formaram-se em ambiente compressivo tipo raiz de arco magmático, essencialmente plutônico, sob condições de diferenciações lentas. A proximidade com basaltos do tipo N-MORB, com possível ocorrência de obducção de crosta oceânica, reforça a hipótese de um ambiente de margem ativa. Os protólitos foram submetidos a metamorfismo de fácies granulito sob alta T (> 850°C) e baixa pressão (4–6 kbar) sucedido por resfriamento promovida pela contínua acreção de magma básico na base da crosta subcontinental (*underplating*) durante um evento distensivo sincrônico ao ciclo orogênico Riaciano. O cavalgamento dos ortogranulitos desta unidade sobre o Complexo

Mantiqueira tem sido associado à orogenia Brasileira (com retrometamorfismo parcial, há cerca de 580 Ma), não permitindo o estabelecimento das suas posições relativas em períodos anteriores. As paragêneses metamórficas exibem dois picos metamórficos, que foram associados por Nogueira e Choudhuri (2000) a dois eventos tectônicos diferentes no contexto do domínio Juiz de Fora. As condições de P-T prevaletentes durante as orogêneses do Brasiliano, associadas a processos compressivos de colisão continental, atingiram a fácies granulito e foram estimadas por eles como sendo de 6–8 kbar/750–800°C.

O início da sedimentação do Grupo Sabará numa bacia *foreland* ocorreu em torno de 2,1 Ga, provavelmente separada por uma discordância ou um intervalo de não deposição em relação ao Grupo Piracicaba, subjacente. Os zircões detriticos encontrados nos metaturbiditos sinorogênicos (tipo *flysch*) desta unidade evidenciam o início do magmatismo paleoproterozóico, em decorrência do contexto geotectônico compressivo e do consumo da crosta oceânica formada anteriormente (Noce, 1995).

Cinturão Móvel Bahia Oriental

Diversos autores (*e.g.* Mascarenhas, 1973 e 1979; Pedreira *et al.* 1976; Almeida, 1981; Dalton de Souza e Santos, 1984; Barbosa, 1986; Sabaté, 1991 e 1996) fizeram referência à extensa faixa de terrenos de alto grau que aflora continuamente no terço oriental do estado da Bahia, considerada por todos eles um cinturão móvel, arqueano (Mascarenhas, 1973; Dalton de Souza e Santos, 1984) ou paleoproterozóico (demais autores), com esta última alternativa aceita quase unanimemente na atual literatura geológica (*eg.* Teixeira *et al.* 2000). Com as determinações geocronológicas obtidas nos últimos cinco anos (Silva *et al.* 1997b; Silva *et al.* 2002c; E. P. de Oliveira, 2001, com. verbal), foi possível identificar os arcos magmáticos acrescionários de Caraíba e Itabuna que constituem o Orógeno Itabuna–Salvador–Curaçá e o Cinturão Móvel Bahia Oriental, este último estruturado no Riáciano e definido por toda a faixa do embasamento da Província São Francisco, situada a leste do lineamento Contendas-Jacobina (Fig. V.4).

Esse cinturão, individualizado no ciclo orogênico Riáciano e caracterizado por acentuado retrabalhamento de material crustal mais antigo e intensa granitogênese, estende-se para norte até ser encoberto pelas rochas supracrustais das faixas marginais Sergipana e Riacho do Pontal (província Borborema) e para sul até o encontro com a Faixa Araçuaí (Província Mantiqueira), todas de idade brasileira. Corresponde ao *Eastern Bahia Mobile Belt*, de Almeida *et al.* (2000), terminologia aqui mantida, vertida para o português, em reconhecimento a suma importância do Prof. Dr. Fernando Flávio Marques de Almeida na consolidação do conhecimento geotectônico do Brasil.

Estágio pré-orogênico

Após um breve período de estabilidade que se seguiu à orogênese Jequié, o paleocontinente neo-arqueano foi submetido a um regime extensional que no Sideriano provocou uma fragmentação cratônica, que culminou com a oceanização a 2,2 Ga no interior do bloco Serrinha (Unidade Máfica Inferior do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru). Essa fragmentação se deu com o aparecimento de zonas de instabilidade tectônica que se instalaram, principalmente, em zonas de fraqueza crustal prévias, lineamentos internos a esses domínios arqueanos e os limites-suturas entre os blocos crustais arqueanos (blocos Gavião–Lençóis Jequié, e Cinturão Itabuna-Salvador–Curaçá), bem exemplificado pelo lineamento Contendas-Jacobina (Fig. V.2 e V.4). Ao longo dessa zona de instabilidade policíclica, ocorreram intrusões máfico-ultramáfica (*sill* do Rio Jacaré) e granítica (alcalinas-subalcalinas de Pé-de-Serra) e sedimentação em estágio rifte (Complexo Saúde), o que também parece ter ocorrido no sítio correspondente ao Cinturão Salvador–Esplanada, uma zona de instabilidade tectônica sobre o protocráton do Congo ou entre este e o bloco Serrinha. Em outras zonas de instabilidade ocorreram apenas manifestações graníticas, exemplificadas pelos dois lineamentos dos monzonitos shoshoníticos de *ca.* 2,4 Ga da região de Ubaítaba (Cinturão Salvador-Itabuna) e pelo alinhamento Itiúba-Anurí, ao longo do qual intrudiram-se diversos corpos sieníticos alcalinos ultrapotássicos com idades desde o Sideriano (Suíte Água Sumida: *ca.* 2,40 Ga) até o final do Riáciano (Batólito de Itiúba: *ca.* 2,08 Ga).

Estágio Orogênico

No período entre 2,13–2,09 Ga, são registradas diversas manifestações magmáticas no Cinturão Bahia Oriental como resultado da colagem Riáciana.

Na parte sul do cinturão, Silva *et al.* (2002c) por meio do método U-Pb SHRIMP obtiveram valores de 2,09 Ga (idade de cristalização) e 2,08 Ga (idade de metamorfismo) para um ortognaisse enderbítico do Complexo Itabuna, localizado a cerca de 10 km a NW de Ilhéus, e idade de cristalização de 2,13 Ga para um ortognaisse granodiorítico da cidade de Eunápolis, componente do embasamento da faixa Araçuaí. A primeira rocha co-participa de um bloco de ortognaisses granulíticos e ortognaisses da fácies anfíbolito, limitado por duas zonas de cisalhamento regionais de direção NE–SW, referidas por Arcanjo (1997) como “Falha de Buerarema”, a oeste, e “Falha do Rio Santaninha”, a leste. A rocha datada apresenta espectros de Elementos Terras Raras (ETR) diferentes dos outros ortognaisses do Complexo Itabuna. Além do mais, o bloco considerado diferencia-se pela ocorrência freqüente de metadiorito, metagabro e metanorito associados a ortognaisses félsicos, conjunto que pode indicar uma provável série calcialcalina expandida. Mais a sul, em Pau Brasil, Correa-Gomes *et al.* (2000) obtiveram idades Pb-Pb-*evaporação* iguais

àquela da região de Ilhéus: 2.087 Ma, em mesoperitita granito, e 2.089 Ma, em tonalito. Assim, é possível que o “Bloco Buerarema-Rio Santaninha” represente um segmento de acreção crustal do Riacciano, imbricado tectonicamente nos ortognaisses TTG neo-arqueanos do Complexo Itabuna. A idade riacciana do ortognaisse de Eunápolis indica o prolongamento, para sul, do Cinturão Bahia Oriental, como substrato da faixa Araçuai, e permite postular a conexão deste cinturão com o Cinturão Mineiro.

Na parte norte do cinturão, as manifestações magmáticas riaccianas são bem registradas, sobretudo no bloco Serrinha, onde os domos Barrocas e Teofilândia apresentam idades de 2,13 Ga (Chauvet *et al.* 1997; Mello, 2000), além das lavas andesíticas do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru, que foram datadas em 2,11 Ga por Silva (1992). Mais a oeste do bloco Serrinha, na zona limítrofe com o Orógeno Itabuna–Salvador–Curaçá, ao longo do lineamento Itiúba–Anuri, estão colocados os monzonitos granulíticos da Suíte Riacho da Onça, com idades U-Pb SHRIMP de 2,13 Ga (Silva *et al.* 1997b).

Em resumo, nas partes sul e norte do cinturão, as intrusões granítico-granodioríticas, de afinidade calcialcalina de médio a alto K, foram colocadas em regime compressivo, sincolisional, em ambiente de arco continental, com idade de cristalização de 2,13–2,09 Ga e idade de metamorfismo de 2,08 Ga.

O Cinturão Salvador–Esplanada (Barbosa, 1996), localizado na região costeira dos estados da Bahia e Sergipe, constitui outro segmento do Cinturão Móvel Bahia Oriental. Este cinturão estende-se da cidade de Salvador, para nordeste, até alguns quilômetros a norte da cidade sergipana de Buquim, onde desaparece sob coberturas sedimentares cratônicas neógena (Grupo Barreiras) e neoproterozóica (Grupo Estância, da Faixa de Dobramentos Sergipana). No seu setor noroeste está limitado pela zona de cisalhamento de Aporá (transcorrência sinistral de direção NE a NNE regional e profunda, bem registrada pela magnetometria e gravimetria), a oeste da qual afloram ortognaisses migmatíticos mesoarqueanos (2,95 Ga; U-Pb SHRIMP; Silva *et al.* 2002c) pertencentes ao bloco Serrinha.

O cinturão é constituído por duas faixas litotectônicas distintas, separadas por zona de cisalhamento transcorrente sinistral de direção NE a ENE. A faixa ocidental, granulítica, compreende ortognaisse charnoenderbítico a charnockítico (predominante), biotita gnaisse migmatizado (retrometamorfismo de granulitos), lentes de metanorito e rochas supracrustais (gnaisse kinzigítico, rocha calcissilicática e quartzito). A faixa oriental consiste em uma associação ortognaissica migmatítica de fácies anfibolito alto, bimodal, com termos félsicos tonalítico-granodioríticos e máficos representados por gabros anfibolitizados. Intrusões tardias (com foliação às vezes pouco nítidas) sieno-monzograníticas aluminosas e de tendência alcalina (Oliveira Junior, 1990) são uma feição característica da faixa oriental. Ambas as faixas

são polideformadas e marcadas por extensivos cisalhamentos transcorrentes sinistrais subverticais de direção geral NE–SW (principalmente os granulitos), que definem o conjunto litotectônico como um cinturão de cisalhamento.

Os dados isotópicos disponíveis são referentes aos granulitos: idades U-Pb SHRIMP de 2,56 Ga (cristalização) e 2,09 Ga (metamorfismo) em ortognaisse de Salvador (Silva *et al.* 1997b); idades U-Pb zircão de 2,23 Ga e modelo T_{DM} de 2,95 e 2,51 Ga em ortognaisse da região de Buquim (Van Schmus *et al.* 1995b).

Deformação e Metamorfismo

Na parte norte do Cinturão Bahia Oriental, ocorreu deformação tangencial (D_1) e metamorfismo em condições de fácies granulito, principalmente na zona central do orógeno, correspondente ao Cinturão Salvador–Curaçá. No bloco Serrinha (inclusive nos *greenstone belts* Rio Itapicuru e Rio Capim), a leste, e nos complexos Saúde e Itapicuru e *Greenstone Belt* Mundo Novo, a oeste, aconteceram também deformação e metamorfismo nas fácies anfibolito, com anatexia local (Complexo Saúde).

Com o prosseguimento da deformação, o regime tangencial evoluiu para um regime transcorrente (também fácies granulítica) com movimentação sinistral nas zonas de instabilidade tectônica entre o bloco Gavião–Lençóis e o Cinturão Salvador–Curaçá e com cinemática dextral entre este e o bloco Serrinha. Esse episódio culminou com o movimento divergente das massas rochosas a partir do eixo do Cinturão Salvador–Curaçá e configuração de uma estrutura em flor positiva (Padilha e Melo, 1991), e colocação dos granitóides sintectônicos (Poço Grande, Domo de Ambrósio, Capela do Alto Alegre) em torno de 2,08 Ga (Lacerda *et al.* 2000; E. P. de Oliveira, 2001, com. verbal). Durante essa fase, fatias de rochas de alto grau foram colocadas sobre terrenos de grau metamórfico inferior. No bloco Gavião–Lençóis, lâminas do embasamento encontram-se intercaladas tectonicamente em meio a rochas supracrustais mais jovens; o fragmento de Mairi é o mais representativo delas.

No segmento sul do orógeno, durante a fase inicial da colisão, uma rampa frontal com vergência tectônica tangencial para oeste resultou na obdução do Cinturão Salvador–Itabuna em cima do bloco Jequié e, após, sobre o bloco Gavião–Lençóis. Nessa fase aconteceu a granulitização das rochas do bloco Jequié (Barbosa e Sabaté, 2001) e do Cinturão Salvador–Itabuna. Similarmente à parte norte, são registradas duas fases de deformação em regimes tangencial e transcorrente, progressivas, que provocaram a subida de escamas da crosta inferior que se colocaram sobre rochas das fácies anfibolito e xisto verde. O primeiro episódio (D_1) é mais bem observado no bloco Jequié, onde deforma uma foliação/bandamento preexistente e gera dobras recumbentes com vergência para oeste e eixos subhorizontais (Barbosa e Sabaté, 2001). Já o

evento transcorrente (D₂) deu origem a dobras apertadas com planos axiais fortemente inclinadas para leste.

Com raras exceções, a deformação gerada no Ciclo Transamazônico obliterou por completo os elementos estruturais de orogêneses anteriores, embora admita-se que estruturas tangenciais mais antigas possam estar confundidas ou ser indistintas daquelas deste ciclo. Quanto ao metamorfismo granulítico, ele se deu em condições médias de pressão de 7 kbar e temperaturas em torno de 850°C (Barbosa, 1990), há mais ou menos 2,08 Ga, de acordo com as mais recentes determinações U-Pb SHRIMP de Silva *et al.* (1997b) e Silva *et al.* (2002c), idade que também demarca o desfecho da colisão Riacciana (Transamazônica).

Modelo Tectônico

Na passagem Sideriano-Riacciano, é documentado um primeiro evento orogênico paleoproterozóico no *West Congo African Belt*, há cerca de 2,30–2,23 Ga (Feybesse *et al.* 1998), ainda não registrado no Cinturão Móvel Bahia Oriental, mas suspeito nos granulitos costeiros do Cinturão Salvador–Esplanada, possível contraparte do cinturão africano (onde todos os registros estruturais deste evento orogênico são vertigiais). No Riacciano, o regime extensional evoluiu até a abertura de pequenas bacias oceânicas há ca. 2,2–2,1 Ga, tanto no *West Congo African Belt* como no Cinturão Móvel Bahia Oriental, e neste exemplificado pelos *greenstone belts* Rio Itapicuru e Rio Capim.

O **Cinturão Móvel Bahia Oriental** resultou da convergência e colisão entre o paleocontinente Gavião–Lençóis e o protocráton do Congo durante a colagem Riacciana. A convergência/colisão incluiu: (i) o fechamento de pequenos oceanos (rio Itapicuru-Rio Capim e Contendas-Itapicuru) e da bacia Saúde; (ii) subducção A (delaminação crustal), inferida em decorrência da dimensão reduzida das bacias oceânicas e ausência de ortognaisses TTG do Riacciano e, como consequência, espessamento crustal por meio de cavalgamento e imbricamento tectônico dirigido em geral de leste para oeste e metamorfismo de alto grau (granulito e anfibolito alto) nas raízes do orógeno; (iii) evolução da deformação do regime tangencial para um regime transcorrente final; e (iv) geração de inúmeros maciços de granitóides pré a sindeformação tangencial e sin a tarditranscorrências.

O conhecimento geológico atual não permite a caracterização consistente da evolução tectônica do Cinturão Salvador–Esplanada, inclusive quanto à sua relação com o Orógeno neo-arqueano Itabuna–Salvador–Curaçá. Se as rochas granulitizadas de Salvador fizerem parte da evolução deste cinturão pode-se especular que o Cinturão Salvador–Esplanada ter-se-ia desenvolvido a partir de um rifte ensialico abortado (aulacógeno) correspondente a um dos braços de uma junção tríplice neo-arqueana, cujos outros dois braços (com evolução ensimática) seriam os cinturões Itabuna-Salvador e Salvador–Curaçá, respectivamente. As idades geocronológicas e dados

isotópicos Sm-Nd disponíveis parecem não favorecer esta alternativa. Na segunda alternativa, o Cinturão Salvador–Esplanada relaciona-se à evolução tectônica em dois estágios proposta por Feybesse *et al.* (1998) para o *West Central African Belt*, contraparte africana do Cinturão Bahia Oriental, conforme abaixo:

- (1) os granulitos costeiros Bahia-Sergipe correlacionar-se-iam ao estágio inicial pré-orogênico extensional ensialico do cinturão africano, no qual ocorreram intrusões graníticas entre 2,51 e 2,43 Ga;
- (2) a idade de 2,23 Ga, obtida em granulitos de Buquim, pode estar relacionada ao primeiro evento orogênico (primeiro encurtamento crustal) do cinturão africano, datado entre 2,30 e 2,23 Ga (não reconhecido no Cinturão Bahia Oriental); e
- (3) a idade de 2,09 Ga é comum ao metamorfismo de alto grau (granulito a anfibolito alto) ocorrido nos dois cinturões (segundo evento orogênico no cinturão africano); e a faixa oriental de ortognaisses migmatitos, para os quais não se dispõe de dados geocronológicos, pode ser parte do *West Congo African Belt* ou representar um fragmento retrabalhado do protocráton Congo.

Em síntese, o Cinturão Bahia Oriental é um orógeno edificado durante a colagem Riacciana, em consequência da colisão entre o “paleocontinente Sanfranciscano” e o “protocráton ou paleocontinente Congo” e diversos blocos arqueanos (microplacas) amalgamados no Paleoproterozóico, conforme concepção de Barbosa e Sabaté (2002). Configura um trato crustal de evolução policíclica, por ter envolvido o retrabalhamento, reativação e regeneração de grande massa continental arqueana, representada pelos blocos Jequié, Serrinha e pelo Orógeno Itabuna–Salvador–Curaçá. As zonas de sutura paleoproterozóicas, assinaladas na Fig. V.4 são marcados por largas zonas de cisalhamento. A primeira, no limite entre o bloco Serrinha e o Cinturão Salvador–Curaçá (arco magmático Caraíba), é realçada pelas intrusões monzograníticas sincollisionais do Riacho da Onça, com idade de 2,13 Ga (U-Pb SHRIMP; Silva *et al.* 1997a). A segunda corresponde a zona de cisalhamento de Buerarema, na extensão sul, pelos complexos de gabros e tonalitos do “Bloco Buerarema – Rio Santaninha” (Fig. V.4), com idade de 2,09Ga (U-Pb). Outra possível zona de sutura paleoproterozóica corresponde a zona de cisalhamento de Aporá, que limita o bloco Serrinha do Cinturão Salvador–Esplanada.

Terreno Rio Preto

O terreno Rio Preto localiza-se na margem nor-noroeste da Província do São Francisco, no noroeste da Bahia e sudeste do Piauí, aflorando entre as coberturas fanerozóicas (Bacia do Parnaíba, a norte, Formação Uruçuia, a oeste e formações superficiais cenozóicas, a leste). Para sul, está encoberto

pelas rochas metassedimentares neoproterozóicas da bacia (Faixa de Dobramentos) Rio Preto, da qual co-participa como infra-estrutura (Fig. V.2). Separa-se do bloco Sobradinho, mais a leste, provavelmente pelas falhas regionais e profundas de direção NS que balizam a serra do Estreito, estruturada pelo Grupo Santo Onofre do Neoproterozóico. Estas falhas são as estruturais mais orientais do Rifte Espinhaço, um lineamento estrutural regional policíclico, possivelmente iniciado no Arqueano e retomado até o Ciclo Brasileiro.

O terreno é composto por um complexo gnáissico-migmatítico intrudido por plutões graníticos elipsoidais paleoproterozóicos. O primeiro consiste em uma associação de gnaiesses bandados – uma unidade litotectônica composta por hornblenda ortognaisse, granada-muscovita-biotita paragnaisse, rocha máfica e ultramáfica subordinadas e esporádicos níveis de metacherte ferrífero e rocha calcissilicática, migmatito, ortognaisse e ortognaisse porfiroclástico. As intrusões graníticas são de dois tipos (Arcanjo e Braz Filho, 1999): i) tonalito, com fácies tardia mais fina, metaluminoso, calcialcalino, com tendência para o *trend* trondhjemitico (tipo Mansidão); e ii) granodiorito alcalino (tipo serra da Pintada).

O maciço Mansidão apresenta idade isocrônica Rb-Sr (rocha total) de *ca.* 2,04 Ga (razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7016$), idades K-Ar (em biotita) entre 0,79 e 0,53 Ga (Mascarenhas e Garcia, 1989) e idade-modelo T_{DM} de 2,14 Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = +2,2$ (Sato, 1998). A primeira idade, associada com a baixa razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} e dados isotópicos Sm-Nd, pode ser interpretada como idade de cristalização/colocação (*cf.* Mascarenhas e Garcia, 1989) no Orosiriano (a partir de fonte juvenil), e as outras duas documentam, sem dúvida, a abertura do sistema isotópico K-Ar pelos eventos tectono-termais do Ciclo Brasileiro, enérgicos na região e responsáveis pela arquitetura estrutural (*trend* regional dominante NE-SW) do terreno (e da Faixa de Dobramentos) Rio Preto. Os dados isotópicos referentes ao complexo gnáissico-migmatítico limitam-se a uma idade de *ca.* 2,15 Ga (errócrona Rb-Sr – rocha total; Silva, 1987), duas idades K-Ar (em biotita) de *ca.* 0,54 Ga (Mascarenhas e Garcia, 1989) e uma idade-modelo T_{DM} de 2,50 Ga com valor de $\epsilon_{Nd(t)} = -4$ (Sato, 1998), todas obtidas em um ortognaisse próximo a Cristalândia do Piauí. As idades Rb-Sr (apesar da precariedade do dado) e K-Ar são compatíveis com a atuação dos ciclos Transamazônico e Brasileiro, respectivamente, enquanto os dados Sm-Nd indicam retrabalhamento de material crustal no início do paleoproterozóico ou mesmo arqueano.

As rochas do terreno Rio Preto estão metamorfisadas na fácies anfibolito alto e intensamente deformadas, inclusive os granitóides Mansidão e serra da Pintada, que também exibem foliação gnáissica dobrada. Silva (1987) reconheceu no complexo gnáissico-migmatítico quatro fases de deformação (pós-bandamento gnáissico), também impressas nas seqüências neoproterozóicas da faixa de dobramentos Rio Preto, o que comprova a enérgica atuação dos eventos tectônicos do Ciclo

Brasileiro. A esse ciclo também pode ser atribuída a paragênese da fácies xisto verde (retrometamorfismo) caracterizada por Silva (1987) no complexo gnáissico-migmatítico.

O terreno Rio Preto é um segmento crustal de idade desconhecida, provavelmente arqueana, afetado pelo Ciclo Orogênico Transamazônico (plutonismo granítico, metamorfismo da fácies anfibolito, deformação) e intensamente retrabalhado pelo Ciclo Brasileiro (metamorfismo da fácies xisto verde e deformação polifásica).

Acreção Crustal Orosiriana

Na Província São Francisco, o período Orosiriano é caracterizado pela presença de importantes manifestações magmáticas intraplaca de origem mantélica, típicas dos ambientes pós-orogênicos. Esse fenômeno acontece imediatamente após o desfecho da colisão Riacciana-Transamazônica, ocorrido há 2,08 Ga. O cenário aqui visualizado é aquele que retrata uma reação fulminante do manto à formação do supercontinente Atlântica, tal como preconizado por Brito Neves (1999).

Entre os registros do magmatismo intraplaca do Orosiriano destacam-se: (i) os complexos máfico-ultramáficos acamadados da Bahia, muito importantes por suas jazidas e potencialidade em jazimentos de cobre-níquel, cromo e ferro-titânio-vanádio; (ii) os batólitos sienítico (tipo Itiúba) e monzonítico-sieníticos (tipo Guanambi) e maciços correlatos; (iii) suítes graníticas tipo A (incluindo augengnaiesses); (iv) o Complexo Carbonatítico de Angico dos Dias, portador de importante depósito de fosfato (apatita); e (v) enxames de diques máficos.

Os grandes corpos intrusivos, principalmente os complexos máfico-ultramáficos e os maciços sieníticos, estão colocados em falhas ou zonas de cisalhamento de expressão regional, que provavelmente representam estruturas de importância crustal preexistentes, reativadas em regime extensional ou transtraccional, durante o Orosiriano.

Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados

Os complexos máfico-ultramáficos acamadados intracratônicos são comuns na Província São Francisco, no Estado da Bahia. Alguns desses complexos merecem destaque pela sua elevada potencialidade para recursos minerais.

O **Complexo Campo Formoso** constitui uma estreita faixa de rochas ultramáficas serpentinizadas, que aflora no sopé da borda oeste da serra de Jacobina, numa extensão próxima de 40 km, arqueada pela intrusão do batólito granítico Campo Formoso. Consiste de rochas ultramáficas cumuláticas (dunito e peridotito serpentizado), com diversas camadas de cromitito. Localmente, ocorrem piroxenito, próximo do nível mais superior de cromitito (Deus *et al.* 1991), gabro e anfibolito, próximo ao contato com a intrusão granítica de Campo Formoso

(Gonçalves *et al.* 1972). Rochas gabróides que afloram a norte de Jaguarari podem corresponder à seção máfica superior do complexo, ainda desconhecida. Camadas de cromitito (maciço, fitado e disseminado) ocorrem, com espessuras de 1 até 9 m, em diversos níveis da seção ultramáfica e apresentam grande continuidade lateral, só interrompida por falhas de empurrão/reversa longitudinais ou falhas normais oblíquas ao *trend* regional N-S (Hedlund *et al.* 1971; Gonçalves *et al.* 1972).

A presença de cromita detrítica em quartzitos do Grupo Jacobina (Gonçalves *et al.* 1972) indica que a colocação do Complexo Campo Formoso precedeu a deposição do grupo, o que confere uma idade mínima de 2,07 Ga para essa intrusão. Sua idade máxima, em torno de 2,4 Ga, pode ser inferida por analogia com a idade de complexos ultramáficos de mesma característica petrogenética (derivados de magma mantélico de alto Mg – alto Si), relacionados a rifte intracontinental, a exemplo dos complexos *Great Dyke* (Zimbabwe) e *Jimberlana* (Austrália), conforme postulado por Topisch (1993).

Os **corpos máfico-ultramáficos do vale do rio Jacurici** encerram importantes reservas de cromo, contidas em espessas camadas de cromitito (máximo de 7 m) existentes no interior de corpos relativamente estreitos (máximo de 300 m de largura). Os corpos máfico-ultramáficos afloram de forma descontínua, ao longo de uma faixa N-S de mais de 100 km de extensão, paralela à borda leste do maciço sienítico de Itiúba. Do ponto de vista tectônico, encontram-se distribuídos ao longo de uma zona de sutura, resultante de uma colisão ocorrida entre o arco magmático de Caraíba e o bloco mesoarqueano de Serrinha, que foi reativada na transição do Riachão para o Orosiriano em regime transtraccional. Os corpos são intrusivos entre rochas supracrustais dobradas e metamorfas (capa) e ortognaisses tonalíticos e granodioríticos (lapa). As rochas supracrustais estão representadas por serpentina mármores, metadiopsiditos e metacherte laminados. Segundo Silva e Misi (1998), os contatos com as rochas encaixantes são sempre marcados por zonas miloníticas.

As rochas encaixantes estão dobradas isoclinalmente em duas fases coaxiais, com paragêneses metamórficas reequilibradas na fácies granulito na segunda fase (Marinho *et al.* 1986). Os corpos máfico-ultramáficos estão isentos dessa deformação, mas foram dobrados em sinformes com plano axial vertical (Deus e Viana, 1982) e deslocados por um sistema de falhas conjugadas relacionado a uma tectônica compressional oblíqua.

Segundo Oliveira Júnior (2001), as intrusões máfico-ultramáficas estratificadas formaram-se por processos de acamamento modal, cíclico e críptico e, apesar da deformação e do metamorfismo, preservaram as texturas primárias. Três zonas litoestratigráficas foram caracterizadas: (i) zona inferior, constituída de cumulos ricos em olivina, ortopiroxênio e Cr-espinélio, que deram origem a rochas de composição dunítica a harzburgítica; (ii) zona intermediária,

com cumulos ricos em ortopiroxênio, olivina subordinada e espinélio cromitífero, ora como acessório, ora como fase predominante (zona mineralizada), que resultaram em websterito, além de camadas de cromita cumulado; e (iii) zona superior, constituída de gabronorito a leucogabronorito, caracterizados pela presença de plagioclásio de cúmulo, associado a ortopiroxênio.

Além disso, as características químicas das rochas e minerais apontam para um magma-fonte de natureza boninitica, cuja composição caracteriza-se pelo binômio “alto magnésio-alta sílica” e padrão de Elementos Terras Raras Leves (ETRL) enriquecido, a exemplo dos magmas-fonte de outras intrusões máfico-ultramáficas estratificadas de ambiente continental (Oliveira Júnior, 2001).

As idades Pb-Pb e U-Pb entre 2,06–2,04 Ga (Oliveira e Lafon, 1995; Oliveira, 1998) devem corresponder a idade mínima de cristalização magmática, já que datação U-Pb SHRIMP forneceu idade de 2,08 Ga (E. P. de Oliveira, 2001, com. verbal). Estudos isotópicos Sm-Nd, realizados por Oliveira Júnior (2001), indicam valores de Nd altamente negativos, compatíveis com fenômenos de contaminação crustal do magma-fonte ou mesmo com metassomatismo do manto-fonte, anteriormente à fusão. Esse fenômeno de contaminação (do magma ou do manto) é corroborado pelos elevados valores de idades-modelo T_{DM} entre 3,07 e 3,40 Ga.

O **complexo máfico-ultramáfico Campo Alegre de Lourdes** ocorre na extremidade nor-noroeste da Bahia, próximo da divisa com o Piauí, onde constitui um corpo de rochas máfico-ultramáficas acamadadas encaixado nos gnaisses e migmatitos do embasamento da Província São Francisco. Está regionalmente associado a complexos intrusivos de natureza tholeiítica (Complexo Máfico do Peixe) e alcalina, que compreendem granitos e sienitos anorogênicos tipo A (suíte alcalina Serra do Meio, de Leite *et al.* 1987; Leite, 1997) e carbonatitos (complexo carbonatítico Angico dos Dias). Daí a região ser referida, por Leite *et al.* (1993), como província tholeiítico-alcalina de Campo Alegre de Lourdes, que eles interpretaram como representante de uma magmatogênese relacionada à ambiente continental extensional. O Complexo máfico-ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes, com dimensões de 13 x 1,2 km, é alongado na direção N–S, e aflora em uma série de *insebergs* em meio à cobertura cenozóica do pediplano regional. É constituído por uma seqüência cumulática de piroxenito, gabro (mais anortosito) e ilmenita-magnetitito (minério). Sua importância é ressaltada por encerrar uma das maiores reservas mundiais de ferro-titânio-vanádio. De acordo com Couto (1989), o complexo de Campo Alegre de Lourdes apresenta acamamento rítmico centimétrico de ilmenita-magnetita, com bandas ricas em óxidos de ferro e bandas ricas em plagioclásio, e suas rochas são derivadas de um magma de afinidade tholeiítica com tendência alcalina.

O **Complexo Máfico do Peixe** localiza-se a cerca de 20 km

a NW do complexo máfico-ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes e aflora apenas em dois locais devido às extensivas coberturas cenozóicas da região. Contudo, é bem delimitado por anomalia aeromagnética com dimensões de 4,5 x 12 km, de intensidade semelhante a do corpo de Campo Alegre de Lourdes (Leite *et al.* 1993; Leite, 1997). Segundo esses autores, à semelhança deste corpo, é também uma intrusão máfica diferenciada, de filiação tholeiítica, mineralizado em Fe-Ti(-V) e composta por intercalações de metagabro, metagabro-norito e leucogabro, finos a grossos, e camadas cumuláticas de ilmenita-magnetito.

Uma série de **corpos gabro-anortosíticos e máfico-ultramáficos**, de pequena dimensão (<100 Km²), localizam-se no domínio sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, na interface com o bloco Jequié. Cinco desses maciços distribuem-se ao longo de um importante lineamento NNE-SSW que acompanha por mais de 300 km o *trend* estrutural regional dominante. De norte para sul, foram identificados os maciços de rio Piau, Samaritana, Carapussê, Mirabela, Palestina e Potiraguá.

Cruz *et al.* (1999) definiram que esses maciços apresentam uma estrutura interna concêntrica (zonada), exemplificada no corpo de Samaritana, que mostra distribuição similar à do rio Piau, com anortosito no centro, gabronorito na borda e uma coroa periférica de rochas a Fe-Ti-V. Ainda segundo esses autores, existem dois tipos de associações magmáticas: o primeiro, essencialmente anortosítico, composto por anortosito, leucogabronorito e gabronorito, e o segundo máfico-ultramáfico formado por leuco-gabronorito, gabronorito, piroxenito e dunito, ambos formados por fracionamento magmático de um magma tholeiítico.

Os corpos onde predominam os termos anortosíticos (rio Piau, Samaritana, Potiraguá) não apresentam os termos ultramáficos, comuns no maciço da Fazenda Mirabela (Abram, 1993). Determinações isotópicas Sm-Nd realizadas neste maciço, que mostra potencialidade elevada para jazimentos de sulfetos de Cu-Ni, permitem inferir idade de colocação em torno de 2,0 Ga (Silva *et al.* 1996; Cruz *et al.* 1999).

Complexo Carbonatítico

O complexo carbonatítico de Angico dos Dias constitui a primeira ocorrência de carbonatito paleoproterozóico (2,01 Ga, U-Pb em badeleyita e zircão, Silva *et al.* 1987) descoberta no Brasil. Situa-se na borda sul-sudeste da bacia do Parnaíba e nas imediações do povoado Angico dos Dias, localizado nas proximidades da divisa dos estados da Bahia e Piauí. Dista cerca de 40 km e 12 km, no sentido noroeste, do complexo máfico-ultramáfico Campo Alegre de Lourdes e do Complexo Máfico do Peixe, respectivamente.

O complexo carbonatítico tem dimensões da ordem de 2,25 km x 1,25 km e compreende piroxenito, diorito alcalino,

sienitos (albitito, alcalifeldspato sienito e quartzo-sienito), carbonatitos (olivina-apatita sovito, biotita-apatita sovito e magnetita-olivina-apatita sovito), lamprófiro e crosta fosfática residual (Silva *et al.* 1987,1988).

Os carbonatitos são ricos em fósforo (apatita) e apresentam valores de teores e razões de elementos maiores característicos de magma típico de carbonatitos, embora os elementos-traço Nb, Ta e Th, típicos destas rochas, apareçam em teores extremamente baixos (Silva *et al.* 1988). Segundo estes autores, os elevados teores dos elementos terras raras (ETR) e valores das razões ETRL/ETRP e de (La/Lu)_N indicam que as rochas do complexo derivaram da cristalização de um magma basáltico alcalino.

Maciços Sieníticos

As intrusões sieníticas que ocorrem encaixadas nos terrenos policíclicos do Cinturão Móvel Bahia Oriental formam, de uma maneira geral, corpos alongados (*sheet-like*) orientados na direção N-S, cujas extensões variam entre 16 e 150 km. A exceção daqueles que ocorrem no bloco mesoarqueano de Serrinha, constituem um alinhamento sienítico descontínuo N-S com mais de 1000 km, no qual distribuem-se, de sul para norte, os maciços de Itamarati, Anuri, São Félix e Santanópolis e o batólito de Itiúba (Rosa *et al.* 1999). No oeste da Bahia, no bloco de Guanambi-Correntina, os plútons sieníticos apresentam em geral forma circular a elipsoidal, a exemplo dos maciços de Cara-Suja e Ceraíma, duas intrusões tardias relacionadas ao batólito monzossienítico de Guanambi.

Os maciços de Anuri, São Félix e Santanópolis apresentam-se deformados, com foliação gnáissico-milonítica resultante da movimentação transcorrente sinistral das zonas de cisalhamento que os controlam. São sin a tarditectônicos, em relação a essas transcorrências, e os mais antigos, com idades U-Pb zircão e Pb-Pb evaporação em torno de 2,1 Ga (Conceição *et al.* 1999; Rosa *et al.* 1999, 2000). O batólito de Itiúba é tardi a pós-tectônico, exibe foliação do estado sólido apenas nas suas bordas e tem idade U-Pb SHRIMP de 2,08 Ga (Oliveira, *et al.* 2002). Em geral, esses maciços sieníticos se colocaram em sítios extensionais de zonas de falhas transcorrentes, oblíquas, relacionadas à tectônica de escape lateral do final da colagem Riacciana.

Os maciços que co-participam da suíte monzossienítica de Guanambi são isotrópicos, livres de deformação tectônica e mais jovens (*ca.* 2,05 Ga; U-Pb zircão; Rosa, 1999).

Os pequenos maciços sieníticos do bloco Serrinha (morro do Afonso, Pintadas e morro das Agulhas/Bananas) também são livres de deformação, embora um pouco mais velhos que os de Guanambi, a julgar pela idade Pb-Pb de 2,09 Ga obtido no último maciço (Rosa, 1999).

Nessas intrusões, têm sido descritas diversas feições magmáticas primárias, tais como foliação de fluxo, acamamento

ígneo, zonação vertical de litofácies, enclaves máficos, autólitos, cumulos máficos e hololeucocráticos, fenocristais zonados, etc. (Rios, 1998; Leahy, 1998; Paim, 1998; Oliveira, 1998; Conceição, 1998 e Rosa, 1998). Os maciços em consideração são ricos em ETRL, Ba, Sr, Rb, Th, Pb e pobres em Ti, Nb, Ta e apresentam valores de $\epsilon_{Nd(2,1 Ga)} = 0$ a -10 , e $I_{Sr} = 0,698$ a $0,708$ (Rosa *et al.* 1999), o que favorece a presença de uma fonte mantélica enriquecida. Em resumo, os maciços representam uma suíte sienítica alcalina ultrapotássica saturada em sílica, distinta da série shoshonítica (Conceição e Cruz, 1998), derivada de um magma parental mantélico enriquecido (Conceição, 1990). Segundo Conceição (1997), a zonalidade dos dados isotópicos apresentados pelos sienitos orosirianos (de norte para sul: Itiúba, Santanópolis, São Félix, Anuri e Itamarati) sugere a existência de uma pluma mantélica nesta região, na transição do Riáciano para o Orosiriano.

Suítes Monzo-Sieníticas e Graníticas Tipo A

O batólito monzossienítico Guanambi, intrusivo em ortognaisses TTG granulíticos mesoarqueanos, consiste de múltiplas intrusões (Rosa *et al.* 1996) de monzonito, quartzo monzonito, quartzo sienito e sienito alcalinos. Exibe texturas equigranular e porfírica, localmente apresenta foliação de fluxo magmático e só está deformado no estado sólido (foliação milonítica) ao longo de bandas de cisalhamento. Sua idade, aferida por datações Pb-Pb (evaporação e laser *ablation*) e U-Pb (em zircão) situa-se no intervalo de 2,08–2,03 Ga (Rosa, 1999). As assinaturas geoquímica e isotópica ($\epsilon_{Nd(2,0 Ga)} = -7,42$ a $-10,61$ e $I_{Sr} = 0,704$ a $0,707$) indicam origem relacionada com uma fonte mantélica enriquecida tipo EMI (Paim, 1998; Rosa, 1999). Alternativamente, Teixeira (2000) interpreta essas rochas como resultantes de um magma híbrido (componente mantélica de natureza alcalina + fusão parcial de uma crosta continental de composição possivelmente TTG).

A avaliação dos dados disponíveis demonstra que as suítes graníticas tipo A, com idades situadas entre 2,0 e 1,85 Ga, são muito freqüentes no período Orosiriano e sugere que elas poderiam ser agrupadas em duas supersuítes – uma de afinidade calcialcalina de alto K e outra de afinidade alcalina. Essas duas supersuítes estão representadas, na Província São Francisco, em Minas Gerais, pelas suítes Mercês-Ubari, Serra das Matolas e Barra Longa, compostas de sienito e granito alcalino, com idade Pb-Pb de 2,0 Ga e pelos granitóides calcialcalinos de alto K (granito, granodiorito, monzonito, monzodiorito) com idade em torno de 1,9 Ga. Na Bahia, a suíte alcalina Serra do Meio, composta por granitos e sienitos, com *trend* alcalino supersaturado variando de peralcalino para metaluminoso e peraluminoso (Leite, 1997), provavelmente também relaciona-se ao Orosiriano.

Granitóides Peraluminosos

Numerosos maciços de granitóides peraluminosos do Orosiriano permeiam o bloco Gavião–Lençóis, onde a maioria deles alinha-se ao longo das descontinuidades estruturais regionais referidas como lineamento Contendas-Jacobina, zona de cisalhamento Ibitira-Iguatemi e a zona de cisalhamento de Cristalândia.

A expressão mais notável desses granitóides é representada pelo cortejo de corpos que baliza o lineamento Contendas-Jacobina (Fig. V.4). Esta “linha peraluminosa” com mais de 600 km, na direção norte-sul, é constituída por diversos plútons que intrudem ortognaisses e seqüências supracrustais arqueano-paleoproterozóicas

Os maciços relacionados ao Cinturão Jacobina (Campo Formoso, Carnaíba, Jaguarari, Flamengo, etc) são tardi a pós-cinemáticos em relação aos cisalhamentos transcorrentes/transpressivos sinistrais de direção norte-sul (Cunha *et al.* 2000) associados à evolução do Orógeno Jacobina, que ocorreu no Orosiriano, tardi a pós-colagem Riáciana. Mais a sul, os plútons graníticos peraluminosos associados ao Cinturão Contendas–Mirante (Gameleira, Riacho das Pedras, Lagoinha, Lagoa Grande e Caetano) são sincinemáticos e pós-cinemáticos em relação à deformação D_2 (Cunha *et al.* 2000) que, por ter afetado a Formação Areião, é claramente orosiriana e tardi a pós-transamazônica.

Na parte sul do bloco Gavião–Lençóis, na região de Ibitira, a zona de cisalhamento Ibitira-Iguatemi (Leal, 1998) baliza quatro plútons do Orosiriano: Caculé e Rio do Paulo (granitóides metaluminosos) e Espírito Santo e Iguatemi (granitóides peraluminosos). Mais a oeste, na região de Aracatu, ocorrem os maciços peraluminosos orosirianos de Mariana, serra da Franga e Umburanas, o último especialmente associado à zona de cisalhamento de Livramento (Leal, 1998).

Os plútons graníticos peraluminosos, independentemente do lineamento em que se localizam, têm várias características em comum: (i) são constituídos por leucogranito a duas micas ou leucogranito a muscovita e granada (e eventualmente cordierita) ou monzogranito a granodiorito a duas micas, todos com córidon normativo e calcialcalinos de alto potássio; (ii) têm idades Rb-Sr (isócrona em rocha total) e Pb-Pb (zircão por evaporação) no intervalo 2,05–1,88 Ga (Torquato *et al.* 1978; Mascarenhas e Garcia, 1989; Sabaté *et al.* 1990; Pinto, 1996b; Leal, 1998), compatíveis com a idade U-Pb (zircão) de 1,97 Ga, obtida por Mougeot (1996) para o maciço de Campo Formoso; (iii) apresentam idades T_{DM} entre 3,50 e 2,42 Ga e valores de ϵ_{Nd} no intervalo $-4,9$ a $-15,0$ (Sabaté *et al.* 1990; Mougeot, 1996; Pinto, 1996b; Leal, 1998), dados isotópicos indicativos de magma parental derivado da fusão de material crustal arqueano.

Os maciços da parte sul do bloco Gavião–Lençóis são derivados de magma resultante da fusão de ortognaisses TTG

(Pinto, 1996b; Leal, 1998), rochas estas que também são as mais fortes candidatas à fonte do magma que originou os maciços da “linha peraluminosa” Contendas-Jacobina (Cuney *et al.* 1990; Sabaté *et al.* 1990).

Todos os maciços associam-se a descontinuidades estruturais policíclicas (caso do lineamento Contendas-Jacobina e outros do bloco Gavião–Lençóis).

Bacias Transtracionais do Orosiriano

O Grupo Jacobina e a Formação Areião (Complexo Contendas–Mirante), na Bahia, e, possivelmente, o Grupo Itacolomi, em Minas Gerais, constituem seqüências sedimentares formadas no Orosiriano (pós-orogenia transamazônica), que consistem de espessas seqüências clásticas de metaconglomerado, quartzito, metarcóseo, filito e xisto. O Grupo Itacolomi aflora nos segmentos meridional e oriental do Quadrilátero Ferrífero e os seus registros rudáceos e psamíticos são típicos de leques aluviais e depósitos litorâneos de bacia intracratônica a epicratônica de cobertura (Alkmim, 1985). Esta bacia é pós-tectônica em relação à colagem Riacciana e encontra-se em posição inteiramente alóctone, envolvida por escamas de um cinturão de cavalgamentos brasileiros com vergência para oeste. Estudo de zircões detríticos conferiu-lhe uma idade máxima de 2,06 Ga (Machado *et al.* 1996), similar à idade máxima de sedimentação do Grupo Jacobina de 2,08 Ga (Mougeot, 1996).

Todos esses depósitos se acumularam no seio de bacias extensionais limitadas por falhas, em áreas adjacentes a montanhas formadas na fase de colapso dos orógenos do Ciclo Orogênico Riacciano, conforme sugerido por Alkmim e Marshak (1998) para a bacia do Grupo Itacolomi.

Orógeno Jacobina

O Grupo Jacobina representa o mais notável testemunho de depósito sedimentar formado no período Orosiriano. Ele está contido na serra de Jacobina, uma cadeia de montanhas de direção meridiana com mais de 300 km de extensão e largura em torno de 10 km. Essa cordilheira é também uma rica província mineral polimetálica, com depósitos econômicos de ouro, cromo, esmeralda, manganês, bário e quartzo industrial, razão pela qual tem sido alvo de sistemáticas investigações geológicas.

O Orógeno Jacobina, como aqui considerado, foi estruturado, metamorfoisado e consolidado no Orosiriano, no intervalo de 2,0–1,9 Ga, após o desfecho da colisão Riacciana–Transamazônica. É o resultado da inversão de uma bacia transtracional a extensional, paleoproterozóica, que se formou após 2,08 Ga.

O Orógeno Jacobina não está restrito à serra homônima,

mas se estende ao longo de toda a borda oriental do bloco Gavião–Lençóis (Fig. V.4), onde constitui uma estrutura linear com cerca de 800 km de extensão, denominada por Sabaté (1991) de lineamento Contendas-Jacobina. Ao longo desse lineamento, o orógeno se estruturou e retrabalhou seqüências supracrustais de idades paleoproterozóica e arqueana, conhecidas como Grupo Jacobina (Leo *et al.* 1964), Complexo Contendas–Mirante (Pedreira *et al.* 1975) e *Greenstone Belt* Mundo Novo (Mascarenhas e Silva, 1994) e intrusões máfico-ultramáficas paleoproterozóicas.

Setor Meridional do Orógeno

A unidade inferior do Complexo Contendas–Mirante (Formação Jurema–Travessão) tem uma idade U-Pb de 3,3 Ga (Marinho, 1991), similar à idade U-Pb SHRIMP obtida para o domínio inferior do *Greenstone Belt* Mundo Novo (Peucat *et al.*, submetido). Ambos consistem de rochas metavulcânicas máficas e félsicas (metabasalto, metandesito, metadacito), rochas metassedimentares químico-exalativas, piroclásticas e epiclásticas. O *Greenstone Belt* Mundo Novo está bem definido e caracterizado entre as cidades de Piritiba e Mundo Novo, numa extensão NS de ca. 50 km. Para sul, há indicações que possa estender-se até Rui Barbosa, mas a sua continuidade para norte, além do paralelo 11° 30' S, é ainda um tema em discussão.

A unidade média do Complexo Contendas–Mirante (formações Rio Gavião e Mirante) consiste de um espesso pacote de filito e metagrauvaca, interpretado como uma seqüência de *flysch* (Teixeira *et al.* 2000). Ocorre associada a rochas metavulcânicas calcialcalinas com idade Pb-Pb em torno de 2,5 Ga (Marinho, 1991; Marinho *et al.* 1992b). A afinidade calcialcalina do vulcanismo e o tipo de sedimentação são compatíveis com ambiente orogênico compressivo, relacionado à subducção.

A unidade superior (Formação Areião), largamente aflorante, consiste de metarcóseo com níveis de metaconglomerado de ambiente fluvial. Nesta unidade, foram identificadas três populações de zircão detrítico com idades U-Pb SHRIMP (Nutman *et al.* 1994) de 2,67–2,61 Ga (zircão metamórfico neo-arqueano), 2,38–2,32 Ga (zircão magmático) e 2,17 Ga (zircão magmático, zonado, idiomórfico). Esses dados sugerem como fonte as rochas neo-arqueanas e paleoproterozóicas que ocorrem a leste da bacia, como o bloco Jequié e intrusões graníticas paleoproterozóicas (Teixeira *et al.* 2000).

Dois fases de deformação são evidenciadas nas seqüências supracrustais do Complexo Contendas–Mirante (Sabaté *et al.* 1980; Marinho *et al.* 1994). A fase mais antiga é expressa por foliação penetrativa, dobras isoclinais, dobras em bainha e superfícies de cavalgamento que resultaram de encurtamento E–W. A fase mais jovem redobrou a primeira foliação, desenvolveu dobras não-cilíndricas associadas a bandas de cisalhamento transpressivas e reorganizou o arranjo entre as

unidades (Sabaté *et al.* 1980). As zonas de cisalhamento relacionadas a esta segunda fase estão impressas por meio de lineamentos de direção submeridional (Marinho, 1991; Marinho *et al.* 1992b). A primeira fase de deformação afeta as unidades inferior e média do Complexo Contendas–Mirante (Teixeira *et al.* 2000), mas a Formação Areião é afetada apenas pela segunda fase de deformação com intervalo de tempo entre as duas deformações de, no máximo, 400 m.a.

Setor Setentrional do Orógeno

As unidades supracrustais que compõem a serra de Jacobina têm posicionamento estratigráfico controverso. Todos os trabalhos são unânimes em reconhecer que as formações Serra do Córrego e Rio do Ouro, que afloram na margem ocidental, constituem a unidade inferior do Grupo Jacobina. O foco do problema é a Formação Cruz das Almas (Leo *et al.* 1964) que foi subdividida em três formações: Cruz das Almas, Serra do Meio e Água Branca, por Griffon (1967) e Mascarenhas (1969), ou Cruz das Almas, Serra do Meio e Serra da Paciência, por Mascarenhas *et al.* (1998). Em todas essas propostas, a Formação Cruz das Almas representaria a unidade superior do Grupo Jacobina, formada em ambiente marinho. Couto *et al.* (1978) adotaram uma estratigrafia muito similar a de Leo *et al.* (1964), mas, no entanto, inverteram o posicionamento estratigráfico da Formação Cruz das Almas, que reunida à Formação Bananeira (basal à Formação Serra do Córrego), a sul, e à Formação Serra do Meio, a norte, denominaram de Complexo Itapicuru. Na proposta de Couto *et al.* (1978), o Complexo Itapicuru (basal ao Grupo Jacobina) poderia encerrar unidades mais novas, nele embricadas tectonicamente, idéia também adotada neste trabalho.

A unidade inferior do Grupo Jacobina (Formação Serra do Córrego) consiste de quartzito de granulação grossa e metaconglomerado oligomítico de seixos de quartzo. Esta unidade, com até 1.000 m de espessura, formou-se em um sistema fluvial anastomosado e de leques aluviais (Melo e Molinari, 1989, *apud* Silva e Misi, 1998; Mascarenhas *et al.* 1998). A unidade superior (Formação Rio do Ouro) é constituída de quartzitos de granulação média a fina e níveis descontínuos de metaconglomerados em sua base, formados em ambiente flúvio-deltaico com algum retrabalhamento por ondas. Sua espessura pode atingir 2.000 m (Mascarenhas *et al.* 1998).

As associações litológicas do Complexo Itapicuru (Couto *et al.* 1978), a seguir descritas, foram reinterpretadas por Mascarenhas *et al.* (1992, 1998) como pertencentes ao Grupo Jacobina (formações indicadas entre parênteses): i) associação de clorita xisto, quartzo-sericita xisto, filito, filonito e metarenito interacamadados (Formação Cruz das Almas), interpretada como uma seqüência de turbiditos marinhos; ii) associação de quartzito com níveis pouco espessos (metros a dezena de metros) de andaluzita xisto (Formação Serra do Meio), interpretada como ambiente de plataforma rasa

dominada por tempestade; e iii) quartzito com nível de metaconglomerado, metarenito e filito (Formação Serra da Paciência), de ambiente deltaico. Além dessas associações, o complexo Itapicuru inclui também rochas metabásicas, metatufos e formações de filito/xisto manganífero e/ou ferruginoso, estes últimos de ambiente tipicamente marinho e provavelmente mais antigos que o Grupo Jacobina.

A sedimentação do Grupo Jacobina é mais jovem que 2,08 Ga, de acordo com idade U-Pb de 2,08 Ga da população mais jovem de zircão detrítico (Mougeot, 1996) dos metaconglomerados da Formação Serra do Córrego. Esse dado mostra também que a sedimentação do Grupo Jacobina só aconteceu após a colisão Riacciana–Transamazônica. Uma segunda população mais antiga, de 3,40 Ga, aponta o bloco Gavião–Lençóis como outra fonte dos sedimentos, do lado oposto aos terrenos granulíticos que serviram de fonte para os zircões mais jovens.

O complexo acamadado máfico-ultramáfico Campo Formoso aflora no contato entre os ortognaisses do embasamento e os quartzitos da Formação Serra do Meio. Conforme já discutido representa manifestações do magmatismo intraplaca da tafrogênese Orosiriana (ou Sideriana?). Neste complexo, foi obtida uma idade Ar-Ar em flogopita, de 1,98–1,93 Ga, interpretada como a idade de resfriamento metamórfico (Cheilletz *et al.* 1993, *apud* Teixeira *et al.* 2000). Os corpos máfico-ultramáficos que ocorrem como *sills* intercalados entre os bancos de quartzito do Grupo Jacobina são derivados do mesmo magma tholeiítico de alto Mg (Topisch, 1993) que caracteriza o Complexo Campo Formoso. O posicionamento desses corpos em relação aos depósitos sedimentares de ambiente continental, incluindo os leques aluviais, sugere sua colocação no estágio rifte de desenvolvimento da bacia.

O Orógeno Jacobina tem registros de duas fases de deformação (Sabaté, 1996), da mesma forma que o Complexo Contendas–Mirante (Teixeira *et al.* 2000). O Grupo Jacobina é afetado apenas pela fase mais jovem, enquanto o Complexo Itapicuru mostra maior complexidade estrutural e registros de dois episódios de deformação (Sabaté, 1996). O orógeno é marcado por um regime transpressivo sinistral controlado pelas principais falhas/zonas de cisalhamento. Essas estruturas, tanto as internas como aquelas que limitam o orógeno, têm mergulho relativamente forte e traços retilíneos de direção meridiana. Esse padrão é sugestivo de falhas prévias extensionais reativadas em regime transpressional, durante a inversão da bacia. A idade da última fase de deformação do orógeno está definida pelo método Ar-Ar, em mica, em 1,94–1,91 Ga (Ledru *et al.* 1997).

As rochas do Grupo Jacobina e os corpos máfico-ultramáficos mostram paragêneses metamórficas compatíveis com a fácies xisto verde, mas, localmente, foram reequilibradas em condições mais altas, na fácies anfíbolito. As variações das condições do metamorfismo decorrem de: i) influência termal relacionada a intrusões tardias de granito peraluminoso,

que resultou em paragêneses de alta temperatura; ii) alterações metassomáticas em zonas de alta percolação de fluidos, que gerou paragêneses exóticas de alta temperatura; e iii) movimentação tectônica de zonas de cisalhamento, que produziu paragêneses de alta pressão.

Modelos Tectônicos

A evolução tectônica do Orógeno Jacobina, a começar pelo ambiente paleogeográfico de deposição dos sedimentos, é objeto de controvérsias e de proposição de muitos modelos:

- i) Sims (1976) sugere que a bacia ter-se-ia formado no flanco oeste de um lineamento de falha de direção NS, com a fonte dos sedimentos situada em área elevada a leste da falha.
- ii) Horscroft *et al.* (1989) propõem a formação do Grupo Jacobina em bacia rifte com sedimentação de ambiente fluvial passando a transicional (deltaico) e marinho franco.
- iii) Padilha e Melo (1991) sugerem um modelo de rifte ensialico onde conformou-se a bacia Jacobina-Itapicuru, possivelmente em um regime *pull-apart*, controlada por cisalhamento transcorrente sinistral, entre 2,06–1,96 Ga
- iv) Mascarenhas *et al.* (1992) e Mascarenhas e Silva (1994) admitem o modelo de rifte ensialico desenvolvido sobre um substrato de rochas arqueanas e incluem o *Greenstone Belt* Mundo Novo como área-fonte dos sedimentos.
- v) Ledru *et al.* (1993, 1997) propõem um modelo de bacia de antepaís (*d'avant-chaine transamazonienne* de Jacobina), no qual a bacia evolui em uma flexura da litosfera, a frente de uma cadeia colisional Transamazônica, com migração da flexura de leste para oeste, e evolução tectonossedimentar em cinco estágios diferentes, o mais antigo a leste e o mais jovem a oeste, que resulta em cinco unidades litotectônicas limitadas por falhas de empurrão de direção NS.
- vi) Melo *et al.* (1995) defendem um modelo de rifte ensialico, gerado por falhas lítricas extensionais, implantado na interface bloco Gavião–Lençóis/ Fragmento de Mairi, sobre o “cinturão arqueano-paleoproterozóico Saúde-Itapicuru”.
- vii) Peucat *et al.* (2002) propõem que a flexura litosférica admitida por Ledru *et al.* (1993) desenvolveu-se ao longo de uma zona de fraqueza crustal arqueana, reaproveitada pelo lineamento Contendas-Jacobina.

As propostas convergem para dois modelos, um relacionado à bacia extensional tipo rifte e outro à bacia compressional de antepaís. Neste trabalho, foram apresentados dados e informações que favorecem ao modelo de uma bacia extensional, considerando:

- i) O lineamento Contendas–Jacobina constitui uma zona

de descontinuidade litosférica reativada em todos os eventos tectônicos, extensionais e compressionais, desde o Arqueano, conforme sugerido por Peucat *et al.* (2002), condicionando a formação de bacias vulcanossedimentares no Mesoarqueano (unidade inferior do Complexo Contendas–Mirante, *Greenstone Belt* Mundo Novo, entre outros); no Neo-arqueano (unidade média do Complexo Contendas–Mirante, parte do Complexo Itapicuru, *Greenstone Belt* Rio Salitre) e no Paleoproterozóico (granitos subalcalinos/alcalinos Pé de Serra, *Sill* máfico-ultramáfico Rio Jacaré, faixa de paragneisses do Complexo Saúde) e, finalmente, o Grupo Jacobina;

- ii) O complexo máfico-ultramáfico Campo Formoso e os corpos ultramáficos internos da serra de Jacobina representam manifestações de magmatismo mantélico intraplaca do período Orosiriano, conforme já discutido neste trabalho. Os corpos em forma de *sills* “acamadados”, entre os bancos de quartzito das formações Serra do Córrego e Rio do Ouro, delimitam o estágio rifte da bacia que, posteriormente, evoluiu para uma bacia intracratônica ou de margem cratônica de ambiente marinho; e
- iii) A sedimentação do Grupo Jacobina e de formações correlatas (associadas ao Complexo Itapicuru), conforme descrito por Mascarenhas *et al.* (1992, 1998), Horscroft *et al.* (1989) e Sims (1976), é compatível com um modelo de sedimentação desenvolvido em dois estágios (estágio rifte de ambiente fluvial e estágio de bacia de ambiente marinho).

Apesar de todos os argumentos a favor de um modelo de bacia extensional, é impossível imaginar um modelo de deposição do Grupo Jacobina que não tenha relações com a evolução das orogenias do Riacciano, porque, sem dúvida, a principal fonte de sedimentos originou-se da cadeia das montanhas elevadas a leste da bacia, durante a fase de colapso do Orógeno Bahia Oriental e não com os incrementos compressionais da colagem Riacciana, conforme a hipótese de Ledru *et al.* (1997) e Teixeira *et al.* (2000).

Com o colapso do orógeno, deflagrou-se processo extensional, com formação de riftes, condicionamento de bacias “famintas” com alta taxa de subsidência provocada pela elevação das áreas-fonte, como é mais lógico admitir neste processo, e magmatismo intraplaca relacionado a manto ativado.

Tafrogênese Estateriana

O regime tectônico compressional do Riacciano foi substituído por um regime transtraccional no Orosiriano a francamente extensional no Estateriano. Este evento tectônico do período

Orosiriano foi acompanhado de magmatismo de fonte mantélica, que, gradativamente, cedeu lugar ao magmatismo de fonte crustal dominante no Estateriano. Este fenômeno global de extensão crustal e eventos conexos relacionados a “manto ativado e litosfera ativada” foi denominado por Brito Neves *et al.* (1995a) de Tafrogênese Estateriana.

Entre 1,8 e 1,6 Ga, o regime extensional do período Estateriano foi responsável pela ruptura da crosta continental e pela formação de sistema de riftes intracontinentais, sucedidos por intrusão e extrusão de rochas félsicas, piroclásticas e vulcanoclásticas subaéreas e seguidas de sedimentação psamítica de ambiente continental. Esta é a característica geral do vulcanismo félsico ou bimodal e da sedimentação que se manifestaram no início do Estateriano e que, na Província São Francisco (Bahia e Minas Gerais), estão bem preservados no sistema de rifte Espinhaço, no qual os registros plutônico e vulcânico apresentam idades entre 1,77–1,67 Ga (Brito Neves *et al.* 1979; Turpin *et al.* 1988; Cordani *et al.* 1992; Schobbenhaus *et al.* 1994; Pimentel *et al.* 1994; Babinski *et al.* 1994 e 1999).

O **plutonismo granítico tipo A**, intraplaca, está representado pelas suítes intrusivas Lagoa Real (BA), Borrachudos (MG) e por um cortejo de corpos graníticos intrusivos no bloco Porteirinha (MG), de posicionamento tectônico duvidoso. Constituem batólitos, *stocks* e diques de granito, quartzo sienito e *augengnaisse* (tectonofácies dos granitos). Os diques ocorrem no interior de zonas de falhas, enquanto os batólitos e *stocks* formam fileiras de plútons que balizam toda a extensão dos sistemas de riftes. A textura dessas rochas varia de isotrópica a milonítica, mas, em geral, a deformação dos corpos é muito heterogênea e está relacionada ao Ciclo Brasileiro.

A **Suíte Intrusiva Lagoa Real** destaca-se por conter as maiores reservas de urânio do Brasil. É uma suíte de rochas heterogeneamente deformadas que consiste de uma fácies isotrópica (Granito São Timóteo) e uma fácies gnáissica a augengnáissica, milonítica (Ortognaisnes Lagoa Real). Os corpos de albitito metassomático, mineralizados a urânio, estão associados a tectonofácies gnáissico-milonítica (Costa e Silva, 1980; Arcanjo *et al.* 2000). Estudos isotópicos U-Pb em zircão e titanita definiram as idades dos seguintes eventos (Pimentel *et al.* 1994): i) cristalização do granito São Timóteo a 1746 Ma; ii) formação dos albititos e mineralização de urânio a 960 Ma; e iii) rejuvenescimento isotópico associado ao Ciclo Brasileiro há *ca.* 500 Ma. Esses dados são consistentes com a evolução geológica da área, mas a formação hidrotermal (metassomática) dos albititos há *ca.* 960 Ma sinaliza para uma fase tectono-termal cedo-brasileira ou relacionada à orogênese Cariris Velhos (1,1–0,96 Ga), no domínio do lineamento Espinhaço. A hipótese, postulada por Arcanjo *et al.* (2000), de concentração hidrotermal da mineralização de urânio relacionada ao evento extensional gerador do rifte

Santo Onofre, iniciado há *ca.* 906 Ma, não é descartada mas é menos provável.

O **vulcanismo félsico subaéreo** é dominado por lavas porfíricas (riolitos, traquitos e dacitos), tufos, aglomerados e brechas vulcânicas. Mostra características geoquímicas da série calcialcalina de alto K, relacionada à fusão crustal e está representado pelas formações Rio dos Remédios e Pajeú (na Bahia) e pelas rochas metaígneas de Conceição do Mato Dentro (em Minas Gerais).

Associado ao vulcanismo Rio dos Remédios, no *rifte* Espinhaço, ocorrem **corpos subvulcânicos de granito granofírico, porfírico**, com cristais de feldspato potássico densamente distribuídos em matriz finamente granular, hidrotermalmente alterada, composta de sericita, clorita, saussurita e opacos: magnetita, calcopirita, pirita, galena e esfalerita (Arcanjo *et al.* 2000). Os sulfetos estão incrustados na matriz ou associados a veios de quartzo-carbonato que ascendem na câmara magmática, conferindo a esses corpos subvulcânicos alta potencialidade para recursos minerais, especialmente para depósitos proterozóicos de Cu-Au-U-ETR associados com óxidos de ferro, conforme modelo proposto por Hitzman *et al.* (1992).

Esse complexo de rochas subvulcânicas, vulcânicas e piroclásticas, com idades U-Pb no intervalo de 1,77–1,75 Ga, constitui a unidade basal da seção estratigráfica das bacias de *rifte* formadas no início do Estateriano, na Província São Francisco. A sedimentação associada é essencialmente clástica e, em parte, derivada de retrabalhamento dos edifícios vulcânicos. Os depósitos sedimentares desta fase *rifte* apresentam algumas características comuns e outras que os diferenciam regionalmente, provavelmente em função da evolução da bacia *rifte* para uma sinéclise interior ou para uma margem passiva, durante o Mesoproterozóico.

No segmento norte do sistema de *riftes* Espinhaço, na Bahia, as rochas metassedimentares da fase *rifte* estão representadas por fácies de metaconglomerados sustentados por matriz arcoseana com clastos de gnaisses, granitóide e rocha metavulcânica (Formação Pajeú da base do Grupo Oliveira dos Brejinhos); por metarenito e metaconglomerado polimíctico com clastos subarredondados de quartzito, xisto, gnaisse e rocha efusiva (Formação Ouricuri do Ouro da base do Grupo Paraguaçu); e por metarenito e quartzito eólicos da Formação Rio dos Remédios. Em síntese, são depósitos clásticos de leques aluviais, eólicos e fluviais que se acumularam no segmento norte do sistema de riftes do Espinhaço.

A deformação e o metamorfismo desse sistema de *rifte* paleoproterozóico ocorreram no Ciclo Brasileiro, em regime transpressional, embora persista a controvérsia quanto à existência prévia de um evento orogênico pré-brasileiro ou cedo-brasileiro, no domínio do sistema de *rifte* Espinhaço, no Corredor do Paramirim (Alkmin *et al.* 1993; Schobbenhaus, 1993; Arcanjo *et al.* 2000).

Bacias Intracratônicas Paleo-Mesoproterozóicas

A tafrogênese Estateriana (1,8 a 1,6 Ga) abriu no território brasileiro diversos sistemas de riftes, localmente expandidos, formando bacias (Brito Neves, 2002), onde se depositaram, nos Estados da Bahia e Minas Gerais, as rochas sedimentares do Supergrupo Espinhaço. Em Minas Gerais, o supergrupo ocorre na serra do Espinhaço Meridional, e na Bahia, na serra do Espinhaço Setentrional e na Chapada Diamantina. Assim, o Supergrupo Espinhaço em sua área de abrangência, configura um sistema de bacias, algumas abortadas na fase rifte, outras evoluindo para sinéclises interiores e, outras ainda, configurando orógenos colisionais. No centro-oeste do Brasil, os grupos Araí, Natividade e Serra da Mesa são correlativos do Supergrupo Espinhaço (Fig. V.6). A descrição detalhada desses grupos encontra-se no subcapítulo da Província Tocantins.

As idades mais antigas do Supergrupo Espinhaço correspondem, em Minas Gerais, a 1,77 e 1,72 Ga (U-Pb em zircão; Brito Neves *et al.* 1979 e Machado *et al.* 1989, respectivamente) e, na Bahia, a 1,74, 1,75 e 1,80 Ga (U-Pb em zircão; Babinski *et al.* 1994; Schobbenhaus *et al.* 1994; Pedreira, 1994, respectivamente), todas obtidas em rochas vulcânicas félsicas. As idades mais novas do supergrupo foram determinadas em intrusões máficas, no Estado de Minas Gerais, como 1,1–0,9 Ga (Brito Neves *et al.* 1979; Machado *et al.* 1989). Na Bahia, no domínio da Chapada Diamantina, são conhecidas idades intermediárias (1,51 Ga U-Pb em zircão), em gabros intrudidos na Formação Mangabeira (Babinski *et al.* 1999), e mais novas, como a de 1290 ± 52 Ma determinada em folhelhos da Formação Caboclo (Brito Neves *et al.* 1980) e a de 1140 ± 140 Ma (Babinski *et al.* 1993), obtida em rochas carbonáticas do topo da mesma formação, por meio de isócrona Pb-Pb. Em referência à idade de 1290 ± 52 Ma, obtida por

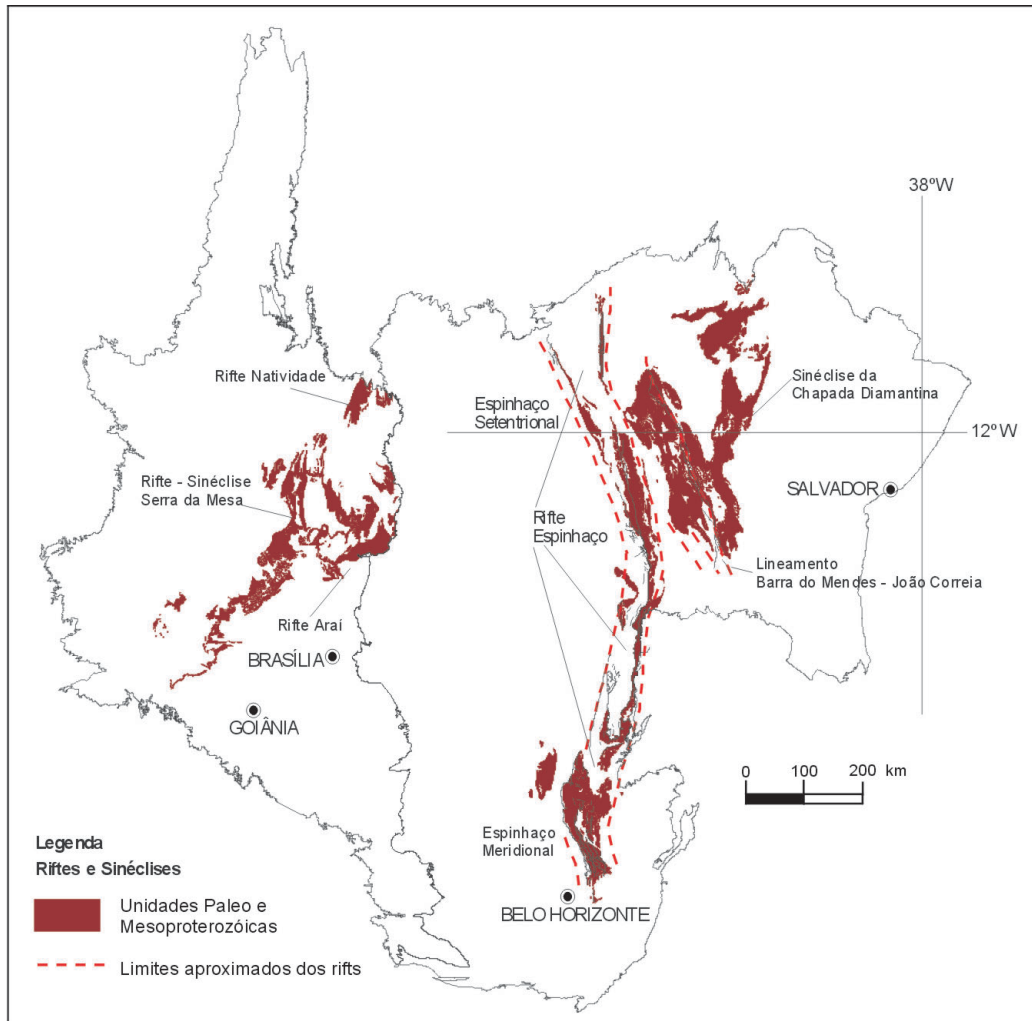


Figura V.6 – Riftes e sinéclises paleoproterozóicas a mesoproterozóicas nas províncias São Francisco e Tocantins

Figure V.6 – Paleoproterozoic to Mesoproterozoic rifts and synclines in São Francisco and Tocantins Provinces

isócrona Rb-Sr em rocha total e fração fina menor que 2 μ , (os autores ressaltam sua excelente qualidade do ponto de vista geocronológico). Entretanto, ressaltam que ela representa a época da reomogeneização isotópica, bastante afastada no tempo dos processos de sedimentação.

Espinhaço Meridional

Nas serras do Espinhaço Meridional e do Cabral, entre outras, o Supergrupo Espinhaço é composto pelos grupos Diamantina e Conselheiro Mata, que agrupam as formações Bandeirinha, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel; e Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, respectivamente.

Almeida Abreu (1995) interpretou o Supergrupo Espinhaço como um orógeno colisional que evoluiu por intermédio das etapas rifte, bacia e orógeno. A etapa rifte compreendeu três fases:

- 1) Desenvolvimento de intensa atividade termal e deposição da Formação Bandeirinha em ambientes fluvial, eólico e lacustre;
- 2) Quiescência tectônica com subsidência mecânica e deposição da Formação São João da Chapada por rios entrelaçados; e
- 3) Aquecimento termal e vulcanismo kimberlítico, com deposição das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, em ambientes lacustre, aluvial, eólico e por leques aluviais.

Durante a etapa bacial (<1650 Ma), depositaram-se as formações componentes do Grupo Conselheiro Mata, de ambiente costeiro e ambiente plataformal.

Finalmente, a etapa orogênica (colisional) é inferida a partir do aumento da deformação e do metamorfismo da zona externa a oeste, para a zona interna do orógeno, situada a leste. Essas feições e os lineamentos tectônicos indicam subducção para leste.

Dussin e Dussin (1995) apresentam modelo semelhante, considerando uma fase rifte principal (ca. 1,7 Ga), quando se depositaram os sedimentos do Grupo Diamantina, sob condições de instabilidade crustal. Esta instabilidade findou com a deposição dos sedimentos da Formação Galho do Miguel, em ambientes eólico e marinho plataformal. Os autores ainda consideraram uma fase pós-rifte, durante a qual se depositaram na bacia tipo sinéclise os sedimentos do Grupo Conselheiro Mata.

Recentemente, Martins Neto (1998) aperfeiçoou e modificou estes modelos, enquadrando as formações ou grupos mencionados pelos autores anteriores, no conceito de tectonossequências, que são mostradas na Fig. V.7.

No modelo de Martins Neto (1998), a fase rifte foi precedida por uma fase pré-rifte.

Na fase sinrifte 1, depositou-se a Tectonossequência

Natureza, interpretada como sistemas de leque aluvial e fluvial entrelaçado. Nesta fase, houve a ruptura da crosta superior e a formação dos primeiros meio-grábens.

A Tectonossequência São João da Chapada, que representa a fase sinrifte 2, consiste em fluxos de massa, interpretados como leques aluviais e conglomerados de escarpa, depósitos lacustres e deltaicos granocrescentes, e também planícies com rios entrelaçados, que constituem cerca de 80% da tectonossequência (Martins Neto, 2000). Segundo este autor, próximo à base da tectonossequência, ocorrem rochas máficas, constantes de hematita filitos, que representam o início do vulcanismo na evolução da bacia. Nesta tectonossequência, existem evidências tanto de subsidência rápida e aprofundamento abrupto da bacia caracterizadas pelos depósitos granocrescentes, como de taxas reduzidas de subsidência, materializadas pelas planícies entrelaçadas (Martins Neto, 2000).

Na fase sinrifte 3, a Tectonossequência Sopa-Brumadinho registra o clímax da atividade tectônica extensional, e é formada por rochas sedimentares siliciclásticas e vulcânicas bimodais, típicas de riftes continentais: *greenstones*, hematita filitos e riolitos. A base da tectonossequência é uma discordância angular, sobre a qual se depositaram os sistemas fluviais, lacustres e fandelas em meio-grábens, compartimentados por falhas norte-sul e zonas de transferência leste-oeste (Martins Neto, 2000). As sequências granocrescentes e granodecrescentes existentes são consideradas como produto de pulsos tectônicos. O topo da Tectonossequência Sopa-Brumadinho é uma superfície transgressiva marinha.

A base da Tectonossequência Galho do Miguel, que caracteriza o estágio transicional, é marcada por incursão marinha. Sobre esta superfície estão depósitos marinhos rasos vindo de leste, seguidos por sedimentos eólicos vindos de oeste. Isto indica que a linha de praia seria norte-sul, com paleodeclive para leste. A Tectonossequência Galho do Miguel marca a mudança de subsidência mecânica, localmente compensada, para subsidência térmica, compensada regionalmente.

Durante o estágio flexural, que culmina a evolução mesoproterozóica do Espinhaço Meridional, depositou-se a Tectonossequência Conselheiro Mata. A sua base é a Superfície de Inundação Máxima, que marca a maior extensão do Mar Espinhaço (Martins Neto, 2000). Segundo este autor, a tectonossequência é localmente definida por sucessões raseantes. Dupont (1995) dividiu esta tectonossequência em três sequências deposicionais, todas com base transgressiva e topo progradante: na primeira sequência, a transgressão é representada por sedimentos litorâneos e a progradação por sedimentos de praia e mares rasos; na segunda, a transgressão é representada por sedimentos de plataforma e a progradação por planícies aluviais; e, na terceira, a transgressão consiste em uma plataforma carbonática e a progradação é representada por sedimentos costeiros e fluviais. Essas sequências devem representar ciclos de 2ª ordem.

O quadro abaixo compara os conceitos de Almeida Abreu (1995) e Martins-Neto (1998) relativos ao Espinhaço Meridional.

Espinhaço Setentrional

A bacia do Espinhaço Setentrional está situada no Estado da Bahia, onde aflora como unidades continentais e marinhas de origem tafrogênica, em área com aproximadamente 1.000 km de comprimento e 20 km de largura. Essas unidades compreendem rochas vulcânicas e sedimentares arenosas, pelíticas e carbonáticas, cujo início da efusão e deposição se deu no Estateriano, entre 1,75–1,70 Ga (Schobbenhaus, 1996).

De acordo com esse autor, a bacia compreende dois riftes superpostos, um paleo a mesoproterozóico e outro neoproterozóico, preenchidos, respectivamente, pelos grupos Oliveira dos Brejinhos e Santo Onofre.

O rifte Espinhaço estruturou-se ao longo de falhas de direções norte-sul e NW-SE, com extensão leste-oeste. O estágio sinrifte do Espinhaço Setentrional se iniciou há *ca.* 1,75 Ga (Schobbenhaus, 1996) por vulcanismo félsico subalcalino, seguido por sedimentação detrítica continental do Grupo Oliveira dos Brejinhos. Durante o estágio sinrifte, a sedimentação, controlada por sistemas ativos de *horsts* e grâbens, passou por rápidas e freqüentes variações faciológicas.

O rifte Santo Onofre, (descrito com mais detalhe em outro subitem) originou-se na fase extensional do início do Ciclo Brasileiro (*ca.* 900 – *ca.* 750 Ma) e está, provavelmente, relacionado a uma junção tríplice do tipo rifte-rifte-rifte (Kearey e Vine, 1996) e à reativação da falha de Santo Onofre. A sedimentação foi continental durante o estágio sinrifte e passou à marinha no estágio pós-rifte, dando origem à interdigitação entre o Grupo Santo Onofre e as formações ocidentais do Grupo Macaúbas (Pedrosa-Soares e Pedreira, 1996). Na serra do Espinhaço Setentrional, as estruturas mostram grande linearidade na direção NNW–SSE, com predomínio de zonas de cisalhamento transcorrentes, além de cavalgamentos e dobras com vergência para WSW.

Recentemente, Danderfer Filho (2000) dividiu a sucessão sedimentar aflorante no Espinhaço Setentrional em *sintemas*, isto é, unidades sedimentares separadas por discordância de extensão regional e revisou a nomenclatura litoestratigráfica.

A Tab. V.1 resume as principais conclusões do seu trabalho e o compara com o de Schobbenhaus (1996).

Chapada Diamantina

A Chapada Diamantina ocupa a maior parte da região central do Estado da Bahia, denominada por Inda e Barbosa (1978) de Bacia de Lençóis, com uma área de 97.220 km². Também é uma bacia do tipo rifte-*sag*, na qual estes dois estágios podem ser reconhecidos: o primeiro, pelo tipo de vulcanismo e a presença de leques aluviais; o segundo, pela ausência de conglomerados e falhas regionais, associados às unidades litológicas.

A Chapada Diamantina é dividida em dois domínios Ocidental e Oriental – separados pelo lineamento Barra do Mendes-João Correia (Jardim de Sá *et al.* 1976), uma estrutura fundamental de direção NNW/SSE marcada por falhas contracionais com vergência es-nordeste (Fig. V.2). No Domínio Ocidental, as dobras são mais apertadas e o vulcanismo é expressivo; no Oriental, as dobras são suaves e o vulcanismo muito restrito, exclusivamente fissural (pequenos diques e soleiras máficas). Essas estruturas têm vergência para ENE, e a intensidade de deformação decresce, gradativamente, neste sentido até as dobras tornarem-se apenas anticlinais e sinclinais normais, abertas, por vezes com eixos de duplo caimento.

Nas rochas da Chapada Diamantina, a ausência de organismos e a baixa intensidade do tectonismo evitaram a destruição das estruturas sedimentares, por bioturbação ou cisalhamentos de baixo ângulo, de modo que os sistemas deposicionais abaixo descritos estão claramente identificados (*cf.* Pedreira, 1997).

O estágio rifte, desenvolvido no Estateriano, começa pela deposição do Grupo Rio dos Remédios, composto por arenitos bimodais com estratificações cruzadas de grande porte, interpretados como eólicos, e por rochas vulcânicas félsicas. Estas rochas são dacitos e riodacitos peraluminosos e calcialcalinos de alto K, relacionados a fusões crustais, com ou sem influência de material mantélico (Teixeira, 2000), associados a rifteamento (McReath *et al.* 1981). Os conglomerados polimícticos da Formação Ouricuri do Ouro (Schobbenhaus e Kaul, 1971), do Grupo Paraguaçu, também fazem parte do estágio rifte e são interpretados como leques aluviais.

| Etapas | Almeida Abreu (1995) | Martins-Neto (1998) |
|--------------|--|------------------------------|
| Pré-rifte | xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx | TS Olaria (Grupo Costa Sena) |
| Rifte 1 | Formação Bandeirinha | TS Natureza |
| Rifte 2 | Formação São João da Chapada | TS São João da Chapada |
| Rifte 3 | Formação Sopa-Brumadinho | TS Sopa-Brumadinho |
| Transicional | xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx | TS Galho do Miguel |
| Bacia | Formação Galho do Miguel e G. Conselheiro Mata | Grupo Conselheiro Mata |
| Orógeno | SIM | NÃO |

| Tabela V.1 Estratigrafia dos grupos Oliveira dos Brejinhos e Santo Onofre (segundo Schobbenhaus, 1996 e Danderfer Filho, 2000) | | | | | | | | | |
|--|------------------------|-------|------------------|------------------------|--------------|------------------------------|------------------|-----------------------------------|--|
| Table V.1 Stratigraphy of Oliveira dos Brejinhos and Santo Onofre groups (after Schobbenhaus, 1996 and Danderfer Filho, 2000) | | | | | | | | | |
| Schobbenhaus (1996) | | | | Danderfer Filho (2000) | | | | | |
| GRUPO | Santo Onofre | Rifte | REGIME TECTÔNICO | SISTEMA | Santo Onofre | Rifte (tectônica distensiva) | REGIME TECTÔNICO | | |
| | Oliveira dos Brejinhos | | | | Rifte | Sítio Novo | | Sinélise Interior | |
| | | | | | | São Marcos | | | |
| | | | | | | Bom Retiro | | | |
| | | | | | | Pajeú | | Rifte (tect. transcorrente) | |
| | | | | | | Sapiranga | | Rifte-sinéclise | |
| | | | | | | São Simão | | Tafrogênese sem formação de bacia | |
| | | | | | | Algodão | | Rifte-sinéclise | |

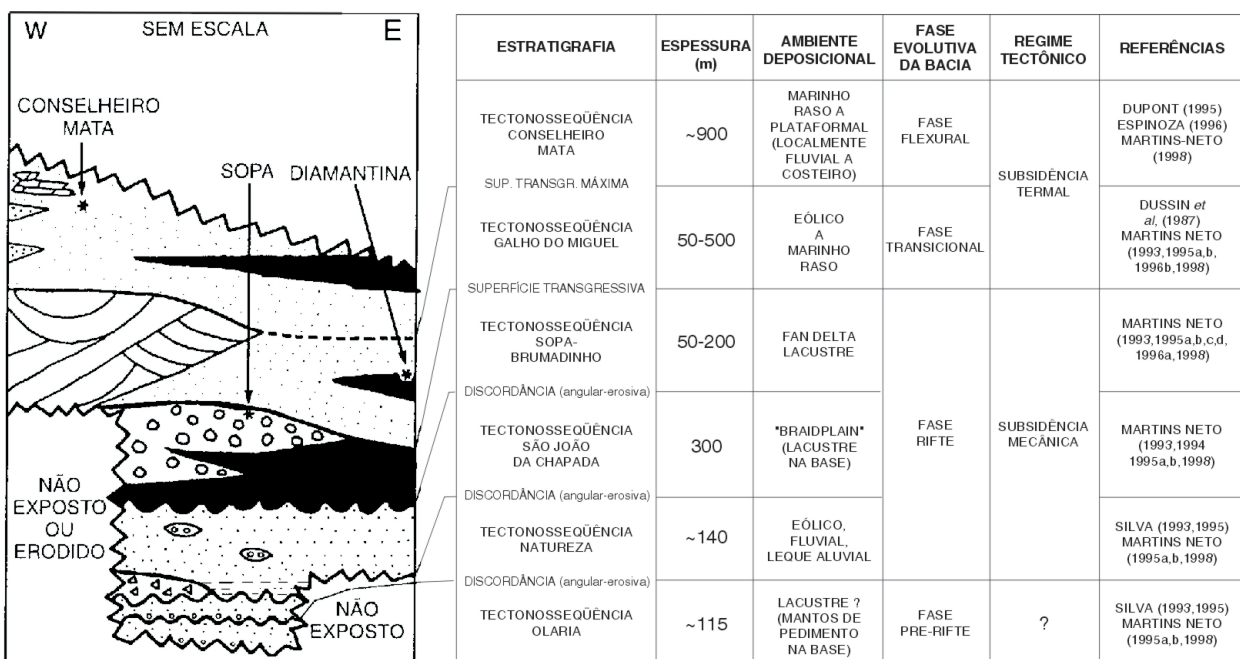


Figura V.7 – Síntese dos dados estratigráficos, tectônicos e sedimentológicos da Bacia Espinhaço Meridional (modificado de Martins Neto, 1995a)

Figure V.7 – Stratigraphic chart of the Espinhaço megasequence showing the main characteristics of the tectono-sedimentary units (modified from Martins Neto, 1995a)

O estágio sinéclise, mesoproterozóico, começa com os sedimentos da Unidade VII de Souza (1986), que consistem em ritmitos com alternância de níveis arenosos e lamosos, estratificação *wavy e linsen e hummocky*, interpretados por aquele autor como turbiditos oscilatórios. Grande parte das rochas sedimentares componentes deste estágio pertencem à Formação Mangabeira (Schobbenhaus e Kaul, 1971). A Formação Mangabeira é uma espessa (> 2.000 m) pilha de arenitos de granulação fina a média, bem arredondados. Estratificações cruzadas de grande porte, tanto acanaladas como tabulares, ocorrem em toda a formação, que é interpretada como eólica (Pedreira, 1997). Uma subida relativa do nível do mar, evidenciada por superfícies limitantes com espaçamento reduzido e planícies salinas costeiras (Pedreira e Bomfim, 2000), depositou a Formação Guiné, composta por argilitos e siltitos, com corpos arenosos. Estes corpos arenosos preenchem vales incisos, indicando uma queda do nível relativo do mar, no topo da Formação Guiné. A Formação Mangabeira é interpretada como depósito de um ambiente desértico costeiro e a Formação Guiné como um delta dominado por rios (Pedreira, 1995).

As paleocorrentes medidas tanto na Formação Guiné, como nas do Grupo Chapada Diamantina que lhe são superpostas, indicam um basculamento, desde quando as áreas de proveniência dos sedimentos mudam bruscamente de oeste para leste. Isto caracteriza um limite de seqüência.

Este limite de seqüência foi superposto pela Formação Tombador, composta por conglomerados polimíticos e arenitos, depositados por leques aluviais e rios entrelaçados. Uma nova elevação do nível relativo do mar depositou a Formação Caboclo, cuja base consiste em calcários silicificados com vestígios de estromatólitos. Durante a deposição desta formação, oscilações do nível do mar foram responsáveis pela deposição de arenitos fluviais em vales incisos. Uma última queda do nível relativo do mar provocou uma renovação do influxo terrígeno representado pela Formação Morro do Chapéu, inicialmente como um sistema fluvial entrelaçado e então como planícies de maré siliciclásticas, seguidas por sistema deltaico caracterizado por sigmóides.

A evolução tectônica da Chapada Diamantina encontra-se ilustrada na Fig. V.8.

Bacias Neoproterozóicas e Cambro-Ordovicianas

As áreas deprimidas geradas na Província São Francisco (Fig. V.2), no intervalo de tempo 1000 a 540 Ma, são sítios de bacias sedimentares repositórias das rochas que compõem os grupos Santo Onofre, Estância, Rio Pardo e Rio Preto e o Supergrupo São Francisco, do Neoproterozóico, e as formações Palmares e Salobro, do Cambro-Ordoviciano.

Essas bacias, que evoluíram durante a desagregação e a dispersão do Supercontinente Rodínia (1000 a 800 Ma) e a aglutinação/estabilização do Gondwana Ocidental (790 a 500 Ma), têm sido interpretadas, ultimamente, segundo uma concepção geodinâmica, que leva em conta a sua posição espacial em relação às margens de placas tectônicas e os seus mecanismos de subsidência. Assim, processos de embaciamento dos tipos rifte, margem passiva e de antepaís (incluindo molassa) são sugeridos para elas (Dominguez, 1993; Schobbenhaus, 1996; Pedreira, 1999; Danderfer Filho, 2000; Martins Neto *et al.* 2001). A identificação de pacotes de rochas sedimentares correlacionáveis, individualizados por discordâncias regionais (seqüências deposicionais), em uso crescente nos trabalhos de mapeamento geológico mais recentes, bem como as idades geocronológicas e dados isotópicos, vêm contribuindo para melhorar a análise dessas bacias.

Durante a desagregação de Rodínia individualizou-se o segmento litosférico designado de paleocontinente São Francisco–Congo (Campos Neto, 2000; Tassinari, 2000). Nesse período, formaram-se: (i) entre 1000 e 850 Ma, o aulacógeno Santo Onofre, preenchido pelos depósitos do grupo homônimo e as bacias rifte-margem passiva que abrigam as litofácies dos grupos Estância e Rio Pardo; e (ii) entre 850 e 770 Ma, a depressão flexural/termal onde se depositaram as unidades que integram as formações Bebedouro e Jequitáí, pertencentes ao Supergrupo São Francisco.

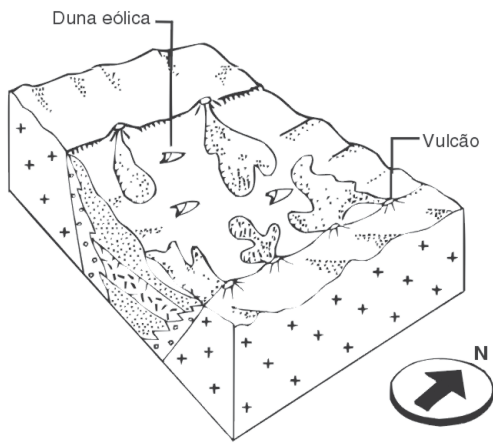
Aulacógeno Santo Onofre

Corresponde, segundo Schobbenhaus (1996), ao braço menos ativo de uma junção tríplice formada na borda sudeste da Província São Francisco, que se projeta para norte, pela serra do Espinhaço Setentrional, possivelmente por reativação de estruturas pretéritas associadas ao rifte paleo/mesoproterozóico Espinhaço. De forma diversa, Danderfer Filho (2000) considera esse sítio deposicional como uma bacia do tipo transtrativa ou do tipo *strike-slip*, formada ao longo da direção NNW-SSE, na região da serra do Espinhaço.

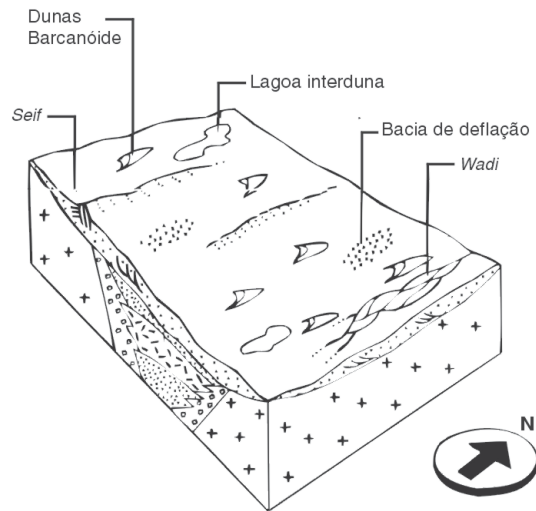
Diques máficos com idades variando de 1100 a 900 Ma cortam as unidades do Supergrupo Espinhaço e não atingem as litofácies do Grupo Santo Onofre. Segundo Teixeira (1993) e Trompette (1994), esses corpos são síncronos com a abertura do aulacógeno.

O Grupo Santo Onofre, dividido nas formações Santo Onofre, inferior; e Sítio Novo, superior (Schobbenhaus, 1993), equivale, parcialmente, à seqüência deposicional Espinhaço definida por Dominguez e Rocha (1989) e ao sistema Santo Onofre de Danderfer Filho (2000). O seu limite com a unidade basal, paleo-mesoproterozóica (Grupo Oliveira dos Brejinhos), é brusco segundo Schobbenhaus (1996), ou representa uma paraconformidade, na concepção de Bates e Jackson (1987).

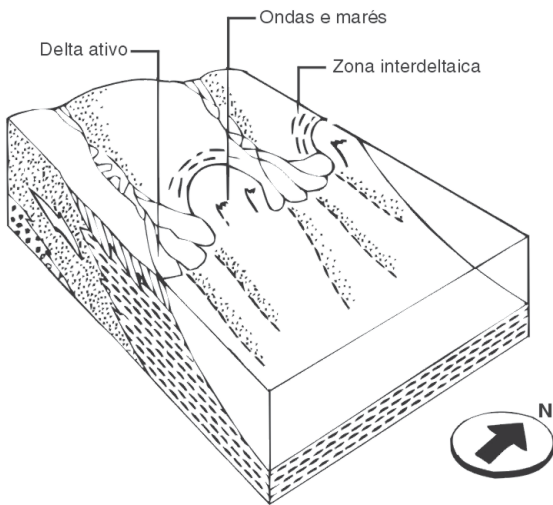
O preenchimento do aulacógeno Santo Onofre começa com



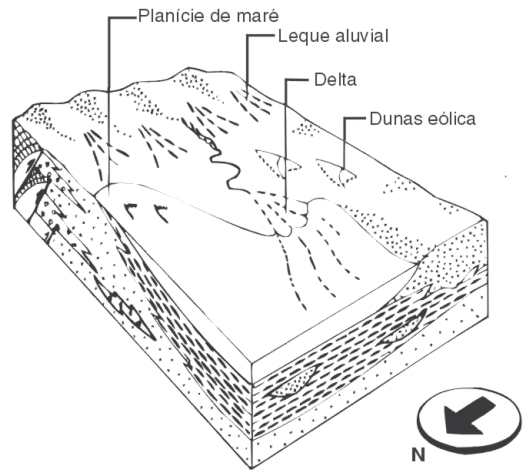
8a. Deposição do Grupo Rio dos Remédios e Formação Ouricuri do Ouro



8b. Deposição da Formação Mangabeira



8c. Deposição da Formação Guiné



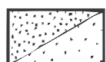
8d. Deposição das formações Tombador e Morro do Chapéu



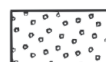
Folhelho



Siltito



Arenito



Conglomerado



Rochas vulcânicas



Quartzito



Embasamento

Figura V.8 – Evolução tectônica da Chapada Diamantina (segundo Pedreira e Bomfim, 2000)

Figure V.8 – Tectonic evolution of the Chapada Diamantina (after Pedreira and Bomfim, 2000)

brecha epiclástica e tectônica que passa lateralmente a arcóseo e, na direção do topo, a quartzito associado com filito laminado. O quartzito apresenta estratificação cruzada do tipo *hummocky* e marcas de ondulação de granulação grossa. Este conjunto é sucedido por filitos (hematítico, granadífero, grafitoso, piritoso) com intercalações de quartzito e raras lentes de mármore. No topo do grupo ocorrem filito e xisto, associados a níveis subordinados de quartzito médio e grosso. Tal ordenamento vertical sugere um ciclo deposicional transgressivo, com acumulação de sedimentos inicialmente em ambiente raso (litorâneo), seguido de deposição em ambiente relativamente profundo, abaixo da base de onda de tempestade (Schobbenhaus, 1996).

Dominguez (1996) interpreta os níveis de quartzito do topo da seção como acumulados por correntes de turbidez de alta densidade.

As unidades do Grupo Santo Onofre foram afetadas por metamorfismo da fácies xisto verde até o início da fácies anfíbolito e apresentam uma deformação simples, com dobras abertas na sua parte norte, que passa no sentido sul, a um estilo mais complexo, com dobras apertadas a isoclinais de plano axial com mergulho forte para leste (Jardim de Sá, 1978). Aventa-se a possibilidade dessa deformação estar relacionada a mais de um episódio orogênico da colagem brasileira.

Bacias de Margem Passiva – Estância e Rio Pardo

Os depósitos do **Grupo Estância** se acumularam em plataforma rasa, mista (siliciclástica e carbonática), pertencente à bacia Estância, desenvolvida na borda nordeste da Província São Francisco e adjacente à faixa de Dobramentos Sergipana, neoproterozóica, em função da implantação de um regime extensional a flexural-termal.

O grupo é dividido nas formações Juetê, inferior, Acauã, intermediária, e Lagarto, superior, equiparadas à seqüência deposicional Estância. A Formação Palmares, que já foi colocada no topo do grupo, é aqui considerada como representante de uma sedimentação posterior, acumulada em uma bacia molássica de antepaís (ver adiante). A seqüência deposicional Estância repousa em discordância angular e erosiva sobre rochas arqueanas/paleoproterozóicas do Cinturão Móvel Bahia Oriental e está separada da Formação Palmares por discordância erosiva.

A sedimentação da seqüência Estância começa com conglomerado polimítico e arenito médio a grosso, com intercalações de grauvaça retrabalhada por ondas e pelito. Prossegue com dolomito com estrutura estromatolítica e oolítica, calcarenito e calcilutito com níveis de intraclasto e pelito com intercalações de calcilutito e grauvaça. Termina com pelito associado a arenito com discos de argila e clastos de rocha carbonática. Segundo Conceição Filho e Sales (1988) e Santos

et al. (1998), essa seqüência se depositou em ambiente raso (litorâneo) e em plataforma rasa, lamosa. O arranjo vertical do conjunto indica que houve uma subida lenta do nível do mar, em um ciclo de deposição, possivelmente, transgressivo.

As litofácies que preenchem a bacia Estância apresentam anquimetamorfismo e deformação incipiente, relacionados à tectônica compressiva que estruturou a faixa de dobramentos Sergipana.

As rochas do **Grupo Rio Pardo** preenchem a bacia homônima, instalada na zona limítrofe do Cráton do São Francisco/Faixa Araçuaí, em época de distensão crustal. Diques de diabásio de idades próximas de 1000 Ma (D'Agrella Filho *et al.* 1989, Ar-Ar; Renné *et al.* 1990, Ar-Ar), que cortam o embasamento da bacia, atestam o início do fraturamento de Rodínia na região e são os precursores da abertura do rifte continental Araçuaí/Rio Pardo-*West Congo Belt* (Pedrosa-Soares *et al.* 2001; Tack *et al.* 2001; Dalton de Souza *et al.* 2002). A Bacia Rio Pardo teve a sua evolução determinada por dois estágios tectônicos: o primeiro foi responsável pela formação de um rifte continental, onde se acumulou a unidade inferior do Grupo Rio Pardo (Formação Panelinha) e o segundo (drifte) gerou uma bacia de margem passiva, que recebeu os depósitos superiores do grupo.

Pedreira (1999) divide o Grupo Rio Pardo na Formação Panelinha, Subgrupo Itaimbé (que engloba as formações Serra do Paraíso, Santa Maria Eterna, Água Preta e Camacã) e Formação Salobro, limitados entre si por discordâncias erosivas e aqui equiparados a seqüências deposicionais. A Formação Salobro é aqui desmembrada do Grupo Rio Pardo e associada a uma bacia molássica de antepaís, posterior ao orógeno neoproterozóico Araçuaí e formada durante o Cambro-Ordoviciano.

A **seqüência Panelinha** é formada por conglomerado, brecha, arcóseo e grauvaça de origem fluvial/leque aluvial, depositados em um ciclo de sedimentação progradante, durante período de mar/lago baixo.

A **seqüência Itaimbé** inicia a sua sedimentação com calcário dolomítico e dolomito que gradam verticalmente para quartzito, depositados em ambiente raso (planície de maré e praia). Esse conjunto transiciona mar a fora e é recoberto por filito com lentes de rochas carbonáticas, arenito e siltito, depositados em ambiente mais profundo, abaixo da base de ondas de tempestade, por meio de correntes de turbidez de baixa densidade. A deposição da seqüência se encerra com a acumulação de argilite, folhelho e siltito, com intercalações de rochas de carbonato, depositados em planície de maré lamosa (Pedreira, 1999). Essa distribuição vertical/lateral reflete um ciclo deposicional retrogradante, acontecido em períodos de nível de mar transgressivo e alto, depositado, provavelmente, em uma plataforma tipo rampa.

Metamorfismo de baixo grau e deformação pós-deposicional, gerados por processos colisionais na faixa

Araçuaí, afetam as rochas da metade sul da bacia do Rio Pardo, enquanto a sua porção norte, depositada sobre a borda estável do Cráton São Francisco, foi preservada em relação ao metamorfismo/deformação (Pedreira, 1999).

Bacias do Supergrupo São Francisco

O **Supergrupo São Francisco** é constituído na base pelas formações Bebedouro, relacionadas à seqüência deposicional Bebedouro (Guimarães, 1996) e Jequitaiá, depositadas entre 850 e 770 Ma, no estágio final de fragmentação e dispersão de Rodínia, em depressão flexural/termal intracratônica herdada, possivelmente, do rifteamento Santo Onofre, bem como pelas seguintes unidades acumuladas em bacias de antepaís/intracratônicas: (i) Formação Salitre, dividida nas unidades informais Nova América, Gabriel, Jussara e Irecê e relacionada por Guimarães (1996) à seqüência deposicional Salitre; (ii) Grupo Bambuí, dividido nas formações Sete Lagoas, Santa Helena e Lagoa do Jacaré. A Formação Sete Lagoas constitui a Seqüência Sete Lagoas e é correlacionada à Seqüência Salitre, enquanto as formações Santa Helena e Lagoa do Jacaré são equiparadas a uma seqüência deposicional, batizada de seqüência Santa Helena/Lagoa do Jacaré; e (iii) Grupo Três Marias, nome utilizado para representar as formações Serra da Saudade e Três Marias, até então integrantes do Grupo Bambuí, presentes em Minas Gerais, comparado à seqüência deposicional Três Marias.

O Neoproterozóico foi um período de glaciações com registros em todos os continentes. No paleocontinente São Francisco–Congo a seqüência deposicional Bebedouro e a Formação Jequitaiá são exemplos expressivos deste evento.

A **seqüência Bebedouro** representa uma sedimentação glácio-marinha de pouca espessura (máximo de 100 m), composta por diamictito, pelito e grauvasca, ressedimentados e transportados de leste para oeste, por correntes de degelo e por *icebergs*. O seu limite basal, com unidades arqueanas/paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, é marcado por superfície de discordância angular e erosiva, ampla e profunda, e o seu arranjo vertical mostra ciclos de sedimentação menores (quinta ordem), granocrescentes e granodecrescentes para cima, que refletem a oscilação da frente do lençol de gelo. Lateralmente, as litofácies de diamictito e grauvasca se distribuem, preferencialmente, na zona litorânea de contato de geleira, enquanto os pelitos se acumularam além da costa, na zona de frente de geleira.

A **Formação Jequitaiá**, definida na região homônima (Minas Gerais), é constituída por diamictito, tilito, varvito e arenito. Para Karfunkel e Hoppe (1988) a unidade foi transportada de oeste para leste e corresponde a uma sedimentação glácio-terrestre.

A fragmentação de Rodínia é sucedida por episódios colisionais que envolveram o paleocontinente São Francisco/

Congo e produziram três sistemas de orógenos, designados sistemas Brasileiro I (900–700 Ma), II (650–600) e III (590–520 Ma). O resultado dessa colagem orogênica é a formação do Gondwana Ocidental, ao final do Neoproterozóico (Brito Neves, 1999; Alkmim *et al.* 2001).

As idades geocronológicas e dados isotópicos existentes nas seqüências deposicionais Salitre, Sete Lagoas e Santa Helena/Lagoa do Jacaré, embora insuficientes, permitem incluí-las nos períodos de evolução dos sistemas Brasileiro I e II. Assim, entre 750 e 650 Ma atrás, desenvolveu-se, na margem oriental da atual faixa Brasília, a bacia Bambuí/Salitre, produto de regime tectônico flexural por sobrecarga de massa. A criação de espaço para a acumulação desses sedimentos deve-se a uma expansão da subsidência para o interior do cráton, reflexo da sobrecarga tectônica e da subida generalizada do nível do mar, decorrente da deglaciação Bebedouro-Jequitaí.

A **seqüência Salitre** preenche a grande baía que se instalou na parte oriental da atual região da Chapada Diamantina (Bahia), sendo portadora de importantes depósitos de fosfato, chumbo e zinco. Trata-se de um pacote de rochas carbonáticas com espessura máxima de 1.000 m, assentado, discordantemente, sobre a seqüência Bebedouro e unidades de rochas (meta)sedimentares do Supergrupo Espinhaço e de gnaisses do bloco Gavião–Lencóis.

Segundo Guimarães (1996), essa sedimentação carbonática começa, quase sempre, com uma camada pouco espessa de dolomito sobreposto aos depósitos glácio-marinhos da seqüência Bebedouro, os chamados *cap dolomites*. Esse dolomito, à semelhança de diversos carbonatos neoproterozóicos do mundo que capeiam seqüências glaciogênicas, apresenta variação isotópica importante de $\delta^{13}\text{C}$, com valores de desvio negativo de até -5‰ PDB (Misi e Veizer, 1996). A origem dos *cap dolomites* está relacionada a variações climáticas de natureza global (Hoffman *et al.* 1998), e a sua associação com depósitos glaciais sugere, segundo Fairchild (1993), uma variação climática relativamente súbita e severa. Mudanças climáticas dessa grandeza estão associadas, provavelmente, a movimentos litosféricos causados por fenômenos de tectônica global (Meert e Voo, 1994).

Para Leão e Dominguez (1992), as rochas carbonáticas da seqüência Salitre (calcarenito, calcilito, dolomito e marga) se depositaram em uma plataforma do tipo rampa, caracterizada por declives suaves e ausência de um talude pronunciado. Nesse modelo, os calcarenitos e dolomitos ocorrem predominantemente em zona litorânea agitada por ondas, onde cresciam estromatólitos colunares e bioermas, e os calcilitos nas lagunas, protegidas do mar aberto por ilhas barreiras. Costa afora, litofácies de calcarenito e marga intercaladas se acumularam em um ambiente plataformal, entre a base de onda de tempo bom e a base de onda de tempestade. Para Dominguez (1996), essas unidades podem corresponder a ciclos *shallowing-upward*, repetidos verticalmente.

As principais deformações que afetaram as seqüências deposicionais Bebedouro e Salitre estão refletidas nos cavalgamentos e dobras assimétricas orientadas em torno de E–W, com vergência para sul, mais bem expostas na bacia de Irecê. São deformações epidérmicas, originadas a partir dos esforços compressivos oriundos das faixas de dobramentos marginais neoproterozóicas-brasilianas, que penetram por dezenas de quilômetros no interior da região cratônica e redobram, localmente, estruturas pretéritas, representadas por dobras suaves e falhas orientadas N–S.

A **seqüência Sete Lagoas** ocorre margeando a borda ocidental da região fisiográfica do Espinhaço. É constituída por rochas carbonáticas depositadas em plataforma rasa do tipo rampa, afetada por tempestades e isolada do continente pela calha do Espinhaço (Dominguez, 1993; Martins *et al.* 1993). Assim como a seqüência Salitre, esta unidade apresenta, na região da serra do Iuiu (sudoeste da Bahia), ciclos de deposição de carbonatos superpostos, agradacionais e que raseiam ascendentemente, acumulados em período de nível de mar alto. Próximo à base da seqüência (em Minas Gerais) ocorre um pacote psefítico, designado paraconglomerado Samburá, interpretado por Castro e Dardenne (1996) como depósitos de fandelta, proximais à área de maior abatimento da bacia Bambuí/Salitre e associados a episódios de deformação na faixa Brasília.

A **seqüência Santa Helena–Lagoa do Jacaré** assenta-se em discordância erosiva (ainda não devidamente reconhecida) na seqüência Sete Lagoas e é formada por rochas siliciclásticas (folhelho, ardósia, siltito e marga) que gradam para o topo a carbonatos com níveis subordinados de siltito e marga. Esse empilhamento vertical caracteriza um ciclo deposicional *shallowing-upward*, que passa de transgressivo a mar alto, acumulado em plataforma agitada por ondas. Lateralmente, essas rochas se distribuem ao longo da plataforma, com registros de deposição litorânea e além da costa.

As seqüências Sete Lagoas e Santa Helena–Lagoa do Jacaré, na borda oriental da bacia Bambuí/Salitre, foram preservadas das deformações relacionadas às orogêneses do Ciclo Brasileiro.

A progressão da aglutinação do Supercontinente Gondwana gerou, entre 650–600 Ma, o sistema Brasileiro II, quando nova margem convergente se estabelece na atual faixa Brasília (Pimentel *et al.* 1999, 2000). Os processos colisionais formados devido a essa convergência de placas tectônicas causaram subsidência flexural por sobrecarga de massa na região da bacia Bambuí/Salitre e formação da bacia de antepaís Três Marias, de tempo de vida curto e de pequena extensão.

A bacia Três Marias se implanta sobre a antiga bacia Bambuí–Salitre e abriga as litofácies marinhas da seqüência homônima, organizadas em três ciclos de sedimentação progradantes, de quinta ordem, que raseiam no sentido do topo. O primeiro ciclo é constituído de pelito e carbonato com

intercalações de marga e arenito, que transicionam para siltito e argilito castanho, associados com siltito verde (verdete). Os dois ciclos superiores começam com pelito e arcóseo e passam a arcóseo no sentido do topo. Uma plataforma rasa, inclinada para oeste, com talude pouco pronunciado, é sugerida para deposição desses sedimentos durante período de mar baixo.

Processos tectônicos compressivos pós-deposicionais relacionados à faixa Brasília, dirigidos, no geral, de oeste para leste, produziram, na metade ocidental da seqüência Três Marias, dobras apertadas, geralmente estilo *chevron*, com eixos subhorizontais orientados norte-sul e fraca vergência para leste e falhas de cavalgamento com mesma vergência. A metade oriental dessa seqüência está preservada da deformação brasileira, de forma idêntica às seqüências Sete Lagoas e Santa Helena–Lagoa do Jacaré da borda oriental da bacia Bambuí/Salitre.

Bacia Transcorrente Rio Preto

O Grupo Rio Preto, na opinião dos autores, deve ser redefinido para abranger as formações Rio Preto (equivalente do grupo homônimo) e Canabrinha, São Desidério, Serra da Mamona e Riachão das Neves (que integram o Grupo Bambuí; de Silva, 1987). Relaciona-se o grupo redefinido à seqüência rio Preto.

A margem convergente que se desenvolvia na faixa Brasília, entre 650–600 Ma atrás, era interceptada, na parte noroeste do paleocontinente São Francisco/Congo pelo Sistema Transcorrente Transbrasiliano, responsável pela formação e deformação, nesse intervalo, da bacia/faixa dobrada rio Preto, em regime transcorrente (bacia *pull-apart*), caracterizada por estiramento em complexas zonas de falha, associado com componente direcional importante (*strike-slip*). Esta interpretação contrasta com a sugerida por Silva (1987), que a considera uma bacia ensialica do tipo gráben, abortada, relacionada a movimentos litosféricos do tipo normal (*dip-slip*).

Nesta bacia, implantada nas bordas da bacia Bambuí–Salitre, acumularam-se os protólitos de rochas sedimentares (deformados e metamorfisados) da seqüência rio Preto, constituídos por xisto, filito (hematítico, grafítico), quartzito impuro e quartzito hematítico, que passam, gradacionalmente, para quartzito impuro com intercalações de xisto, metamarga e metaconglomerado. Sobre essas litofácies ocorrem metacalcário, metamarga, metassiltito e ardósia, com intercalações de metarenito. O preenchimento final da bacia é representado por metarcóseo, metagrauvaca e níveis subordinados de metacalcário negro. Esse ordenamento vertical parece corresponder a três ciclos de sedimentação superpostos. Os ciclos inferior e superior são progradantes e ficam mais rasos no sentido do topo do perfil, enquanto o intermediário é retrogradante. Isto significa que esses depósitos foram acumulados, possivelmente, durante um período completo de variação do nível relativo do mar.

Deformação pós-deposicional relacionada à inversão do movimento dos blocos do Sistema Transcorrente Transbrasiliano gera, na bacia rio Preto, dobras isoclinais, inclinadas e suaves com superfície axial orientada NE-SW e falhas compressoriais de mesma orientação. Uma marcante estrutura em flor positiva, com vergência centrífuga para NW e SE, caracteriza essa inversão e a atual geometria da bacia. Metamorfismo de fácies xisto verde a anfibólito baixo foi descrito na bacia (Silva, 1987).

Bacias Molássicas de Antepaís–Palmares e Salobro

Novas bacias de antepaís, de curta duração e pouca extensão, geradas por sobrecarga tectônica, ainda viriam a se formar do final do Neoproterozóico ao início do Ordoviciano (Brito Neves, 1998), associadas e subseqüentes à edificação de orógenos colisionais do Sistema Brasileiro III (clímax ca. 590 – ca. 520 Ma). Os produtos dessa última manifestação crustal brasileira na Província São Francisco são as bacias molássicas de antepaís Palmares e Salobro, desenvolvidas nas suas bordas nordeste e sudeste e associadas às faixas de dobramentos Sergipana e Araçuai, respectivamente. A bacia Palmares se instalou sobre a margem passiva Estância e abriga as rochas sedimentares da Formação Palmares. Já a bacia Salobro se formou sobre a margem passiva rio Pardo e foi preenchida pelos depósitos da Formação Salobro.

A **Formação Palmares** é constituída de grauvasca, grauvasca seixosa e arenito feldspático, intercalados com conglomerado polimítico desorganizado (clastos de gnaiss, quartzo, quartzito, rocha carbonática, xisto e rocha metabásica). Esse conjunto de litofácies é sucedido por arenito lítico (fragmentos de argilito) com intercalações de pelito. Saes e Vilas Boas (1986) interpretam a formação como produto de leques aluviais retrabalhados em planícies costeiras, formados em ambiente tectonicamente instável.

A **Formação Salobro**, sobrejacente ao Grupo Rio Pardo, com quem está limitada por discordância erosiva, começa a sua sedimentação com uma alternância de arenito e pelito, depositados por correntes de turbidez de baixa densidade, sucedidos por um espesso pacote de grauvasca com freqüentes intercalações de conglomerado (polimítico, às vezes diamantífero e oligomítico), depositado por leques aluviais e sistema fluvial entrelaçado (Pedreira, 1999). Esta organização vertical reflete um ciclo de sedimentação progradante, desenvolvido em período de nível de mar baixo.

As formações Palmares e Salobro não apresentam metamorfismo e deformação relevantes.

Província Borborema

A Fig. V.9 apresenta o arcabouço tectônico da Província Borborema, com base no conceito de terrenos ou domínios tectonoestratigráficos (Santos, 1996) e na integração de vários modelos de compartimentação previamente descritos (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.* 1995a; Brito Neves *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000). Nessa província são individualizados três segmentos tectônicos fundamentais, limitados por importantes zonas de cisalhamento brasileiras aqui denominados de Subprovíncia Setentrional, Subprovíncia da Zona Transversal ou Central e Subprovíncia Externa ou Meridional, as quais foram subdivididas em domínios, terrenos ou faixas, com base no patrimônio litoestratigráfico, feições estruturais, dados geocronológicos e assinaturas geofísicas.

Subprovíncia Setentrional

Compreende a porção da Província Borborema situada a norte do Lineamento Patos, aqui subdividida, de oeste para leste, nos domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte.

Domínio Médio Coreaú

Corresponde ao segmento da subprovíncia situado a NW da Zona de Cisalhamento Sobral–Pedro II, componente do Lineamento Transbrasiliano–Kandi, uma megaestrutura de direção NE–SW, caráter transcorrente dextral e idade neoproterozóica, que o separa do Domínio Ceará Central. Compreende o Terreno Granja e a Faixa Martinópole–Ubajara, que constituem fatias crustais limitadas por zonas de cisalhamento transcorrente-transpressivas de direção NE–SW e idade neoproterozóica.

O Terreno Granja corresponde ao Complexo Granja (Nascimento *et al.* 1981), considerado embasamento da Faixa Martinópole–Ubajara, e sendo constituído por ortognaiss TTG, granulitos ortoderivados e paraderivados e migmatitos. Santos (1999), com base em idades U-Pb, Sm-Nd e Pb-Pb, considera as rochas metaplutônicas como correspondentes a uma crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático durante o Sideriano (2,30 a 2,50 Ga), com retrabalhamento nos eventos Transamazônico e Brasileiro. Determinações U-Pb em titanita nos migmatitos e isócrona mista Sm-Nd nos granulitos forneceram valores variando entre 553 e 557 Ma, o que permite supor que a granulitização e a migmatização do Complexo Granja ocorreram no Neoproterozóico.

A Faixa Martinópole–Ubajara compõe-se de seqüências supracrustais de margem continental passiva, depositadas entre 775 e 808 Ma (U-Pb em zircão) e metamorfasadas em torno de

650 Ma (U-Pb em titanita) (Santos, 1999). O Grupo Martinópole corresponde à unidade inferior, que se inicia por quartzito e metacalcário, intercalados com rochas metavulcânicas (Formação São Joaquim), seguidos por uma seqüência metapelitocarbonática (formações Covão e Santa Terezinha). O Grupo Ubajara é constituído por sedimentos clastopelíticos (formações Trapiá e Caiçaras), com uma importante fácies carbonática (Formação Frecheirinha), a qual é superposta por uma recorrência clastopelítica (Formação Coreau), toda seqüência sendo interpretada como de ambiente flúvio-marinho.

Pequenos riftes implantados ao longo de algumas zonas de cisalhamento brasileiras superpõem essas seqüências e são interpretados como bacias extensionais ou de escape eocambrianas ou cambro-ordovicianas (Brito Neves, 1999). A mais importante delas, a bacia de Jaibaras, está preenchida por sedimentos continentais psamito-psefíticos com intercalações de rochas vulcânicas básicas e félsicas, anquimetamórficos, pertencentes ao Grupo Jaibaras.

Domínio Ceará Central

Limita-se, ao norte, pela zona de cisalhamento Sobral–Pedro II, que o separa do Domínio Médio Coreau, e pela Província Costeira; a oeste, pela Província Sedimentar do Parnaíba; a leste e ao sul faz fronteira com a Faixa Orós–Jaguaribe por meio da Zona de Cisalhamento Orós Oeste/Aiuaba. O Domínio Ceará–Central compreende o Bloco Tróia–Pedra Branca, também denominado Maciço Tróia–Tauá (Brito Neves, 1975) e a Faixa Ceará Central (Fig. V.9).

O Bloco Tróia–Pedra Branca representa terrenos arqueanos, granito-*greenstone* e granito-gnáissico, envolvidos na colagem orogênica paleoproterozóica. Esse bloco é constituído por três unidades litoestratigráficas componentes do Complexo Cruzeta. A Unidade Tróia compõe-se de metabasalto, metagabro, metadacito e metarriolito intercamadas com quartzito, grafita, xisto, metacalcário, metacherte e formação ferrífera bandada. Há também ortognaisses intrusivos de composição tonalítica a granodiorítica e leucogranítica (Suíte Cedro), com idade U-Pb de 2,77 Ga. Segundo Fetter (1999), trata-se de um terreno juvenil desenvolvido em um domínio oceânico isolado, posteriormente aglutinado aos outros constituintes do bloco. A Unidade Pedra Branca ocorre sempre associada com a Unidade Tróia, da qual é distinguida, muitas vezes, com base na predominância de litótipos e resultados U-Pb e Sm-Nd. Constitui-se basicamente de ortognaisses TTGs primitivos, característicos de crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático, com idade U-Pb entre 2,77 e 2,85 Ga e idade-modelo T_{DM} entre 2,92 e 3,04 Ga (Fetter, 1999). A Unidade Mombaça é formada por ortognaisse granodiorítico a granítico, gnaisses diversos, migmatito e restos de rochas paraderivadas em alto grau metamórfico. Distingue-se da Unidade Pedra

Branca por envolver acreção crustal juvenil e retrabalhamento de material crustal prévio.

A porção E–SE desse maciço é ocupada pela Unidade Algodões, representada por uma associação de rochas metassedimentares, metamáficas e ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, de idade U-Pb entre 2,13 e 2,23 Ga e idades-modelo T_{DM} entre 2,24 e 2,44 Ga (Martins, 2000).

A maior extensão da área do Domínio Ceará Central (Faixa Ceará Central) é ocupada por complexos de rochas metassedimentares proterozóicas e compreendem os complexos Ceará (unidades Canindé, Independência, Quixeramobim e Arneiroz) e Acoiara, Grupo Novo Oriente e Unidade Choró. Excetuando-se a Unidade Canindé, as demais são associações de rochas do tipo QPC, típicas de ambiente plataformal de margem passiva, constituídas por metaconglomerado, quartzito, xisto, paragnaisse aluminoso, mármore e, subordinadamente, por anfibolito e ortognaisse granítico. Apresentam metamorfismo da fácies anfibolito alto, zona da sillimanita, e atingem, localmente, o estágio de fusão parcial e migmatização, principalmente na Unidade Canindé. Os ortognaisses granítico-granodioríticos e migmatitos dessa unidade foram formados e metamorfisados no Paleoproterozóico (idade U-Pb entre 2,15–2,10 Ga; Fetter, 1999) e parecem corresponder à unidade mais inferior do Complexo Ceará. A distribuição das idades-modelo T_{DM} entre 2,4–2,3 Ga, relativas à residência crustal do material que serviu de fonte para as rochas supracrustais da Unidade Canindé, evidenciam que a deposição dos protólitos (grauvacas) desta unidade ocorreu após 2,3 Ga e pode estar relacionada à formação dos primeiros arcos magmáticos do sistema de orógenos do Paleoproterozóico.

Domínio Rio Grande do Norte

Este domínio compõe-se das faixas Orós–Jaguaribe e Seridó, e dos terrenos Rio Piranhas, São José do Campestre e Granjeiro. Limita-se a oeste pela zona de cisalhamento Orós Oeste/Aiuaba e ao sul pela Zona de Cisalhamento (lineamento) Patos. A leste e a norte, o domínio está encoberto pelas rochas sedimentares da Província Costeira e da Bacia do Apodi, respectivamente (Fig. V.9).

Faixa Jaguaribeano

Esta faixa corresponde ao segmento crustal limitado pelas zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais Orós Oeste/Aiuaba e Portalegre. Nesse terreno predomina um embasamento gnáissico-migmatítico (Complexo Jaguaretama), onde ocorrem ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica associados a restos de rochas paraderivadas de alto grau metamórfico e variável grau de migmatização. Estudos geocronológicos realizados por Fetter (1999) determinaram para as rochas metaplutônicas idade de

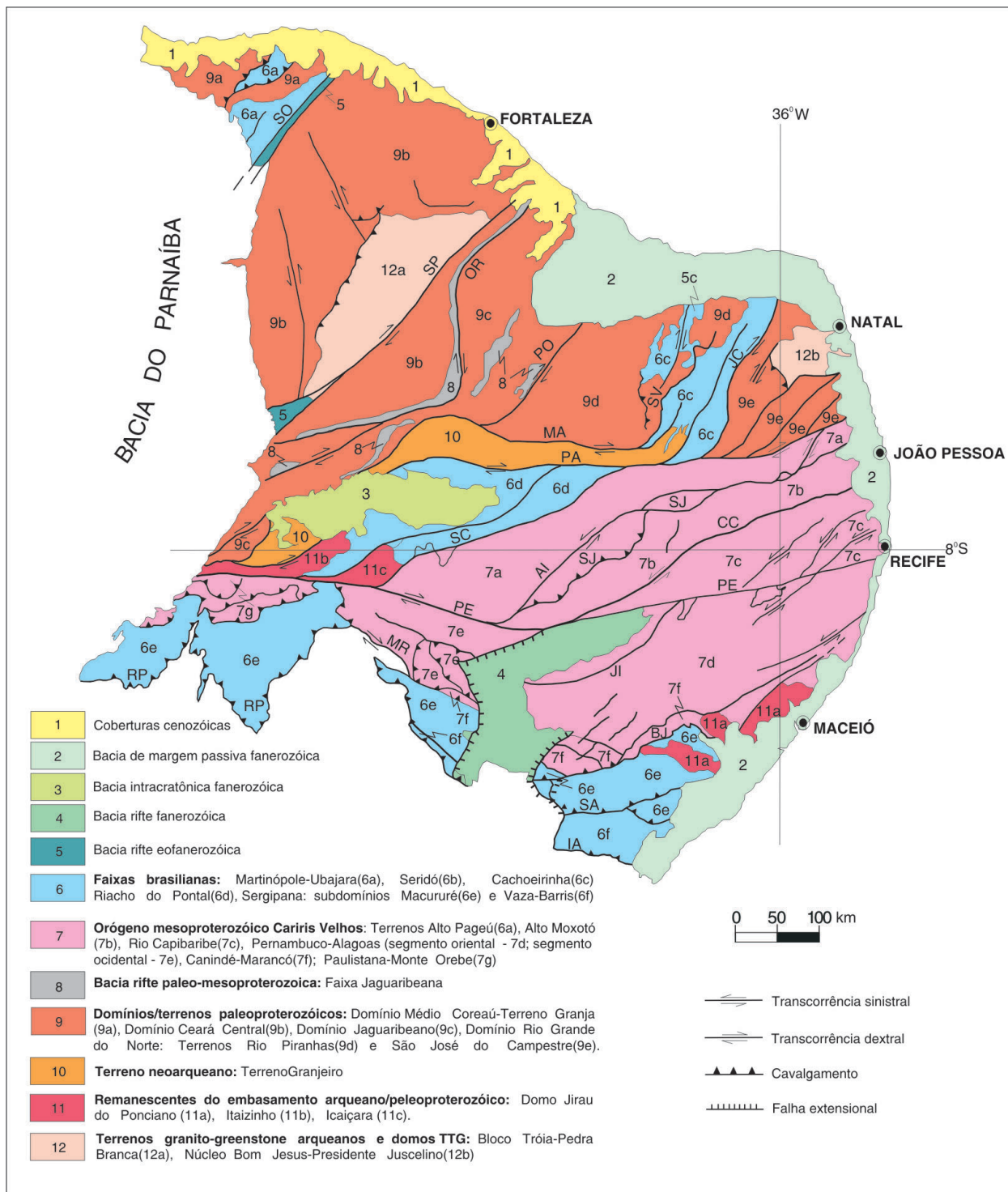


Figura V.9 – Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema. Zonas de cisalhamento: Sobral–Pedro II (SO), Senador Pompeu (SP), Orós–Aiuaba (OR), Porto Alegre (PO), São Vicente (SV), Piauí–João Câmara (JC), Malta (MA), Serra do Caboclo (SC), Congo–Cruzeiro do Nordeste (CC), Serra da Jabitaca (SJ), Jatobá–Itaíba (JI), Macururé–Riacho Seco (MR), Belo Monte–Jeremoabo (BJ), São Miguel do Aleixo (SA) e Itaporanga (IA); Lineamentos: Patos (PA) e Pernambuco (PE); *Nappes* da Faixa Riacho do Pontal (RP)

Figure V.9 – Tectonic domains and main structures of the Borborema Province. Shear Zones: Sobral–Pedro II (SO), Senador Pompeu (SP), Orós–Aiuaba (OR), Porto Alegre (PO), São Vicente (SV), Piauí–João Câmara (JC), Malta (MA), Serra do Caboclo (SC), Congo–Cruzeiro do Nordeste (CC), Serra da Jabitaca (SJ), Jatobá–Itaíba (JI), Macururé–Riacho Seco (MR), Belo Monte–Jeremoabo (BJ), São Miguel do Aleixo (SA) e Itaporanga (IA); Lineamentos: Patos (PA) e Pernambuco (PE); *Nappes* da Faixa Riacho do Pontal (RP)

cristalização no intervalo de 2,21 a 1,98 Ga e idades-modelo T_{DM} entre 2,77 e 2,50 Ga, interpretadas como indicativas de um segmento de crosta retrabalhada. Sobre esse embasamento, durante a tafrogênese Estateriana, desenvolveu-se um sistema de bacias rifte ensiálicas constituintes da Faixa Jaguaribean. Esse sistema de bacias compõe-se de seqüências metavulcanossedimentares (Grupo Orós–Jaguaribe), com registros geocronológicos entre 1,6 e 1,8 Ga (Sá, 1991; Cavalcante, 1999).

Neste sistema de riftes, as rochas metassedimentares clásticas, transformadas em gnaiss, xisto e quartzito, estão associadas com mármore contendo depósitos de magnetita. As rochas metavulcânicas da unidade inferior têm caráter bimodal, com predomínio dos termos félsicos sobre os máficos. Essas associações metavulcanossedimentares recebem nomes informais de Orós, Jaguaribe, Peixe Gordo, Encanto, Oeste Potiguar, São José (Brito Neves *et al.* 2000) e são denominadas, neste trabalho, de Grupo Orós–Jaguaribe (Jardim de Sá, 1994; Cavalcante, 1999), Grupo Serra do São José e Unidade Ipuerinha. Lateralmente a essas faixas metavulcanossedimentares, ocorrem corpos alongados de ortognaiss granítico e augengnaiss alcalino (suítes Lima Campos e Serra do Deserto).

Faixa Seridó

A principal área de ocorrência da faixa tem direção preferencial NNE–NNW, com arrasto para E–W, na porção sul, produzido pelo Lineamento Patos. Remanescentes alóctones da Faixa Seridó ocorrem a oeste no Terreno Rio Piranhas até próximo da Zona de Cisalhamento Portalegre, a leste no Terreno São José do Campestre e a sul no Terreno Granjeiro.

Compõe-se do Grupo Seridó, o qual é subdividido nas formações Jucurutu (base), Equador e Seridó (topo) e também inclui remanescentes indiferenciados denominados de Grupo Seridó Indiscriminado. Sotoposto ao Grupo Seridó, em posicionamento cronoestratigráfico duvidoso, ocorre o Complexo Serra dos Quintos (Ferreira, 1999).

A Formação Jucurutu contém paragnaises predominantes, com intercalações de mármore, quartzito, mica xisto, rocha calcissilicática e metavulcânica. É admitida idade de *ca.* 650 Ma com base em datação U–Pb SHRIMP em zircões detríticos (Brito Neves *et al.* 2000). A Formação Equador compõe-se de quartzito (predominante), metaconglomerado e paragnaisse. A Formação Seridó é composta por mica xisto e, subordinadamente, metagrauvaca, mármore e rocha metavulcânica. Determinações isotópicas U–Pb SHRIMP em zircões detríticos detectaram idades de até *ca.* 647 Ma, que representa a idade máxima para esta unidade (Brito Neves *et al.* 2000). O Complexo Serra dos Quintos, aqui admitido como uma unidade pré-Grupo Seridó, é, entretanto, correlacionado por diversos autores à Formação Jucurutu. Esse complexo é constituído por paragnaisse, mica xisto, mármore, rocha calcissilicática, leucognaiss, formação ferrífera e rocha metamáfica. Segundo

Jardim de Sá (1994), a evolução da Faixa Seridó iniciou-se a partir da deposição dos sedimentos das formações Jucurutu e Equador em um contexto extensional, provavelmente relacionado a um rifte intracontinental, e que teria progredido até a formação de uma margem passiva do “protocontinente Caicó” (domínio Rio Grande do Norte). Os metaturbiditos da Formação Seridó teriam sido depositados em ambiente tectonicamente ativo, na fase de inversão da bacia, o que caracterizaria esta formação como uma unidade “flyschoide”.

Terreno Granjeiro

Ocorre ao longo de uma faixa contínua relativamente estreita, de direção predominantemente E–W, que se inflete para SW–NE na sua porção mais a oeste. Limita-se ao sul pelo Lineamento Patos e ao norte, pela zona de cisalhamento Malta e com a Faixa Orós–Jaguaribe e o terreno Rio Piranhas (Fig. V.9). Corresponde ao Complexo Granjeiro, composto por duas associações litoestratigráficas distintas. A mais antiga é representada por uma seqüência supracrustal formada por metamáficas anfibolitizadas, tufos máficos, félsicos e rochas metaultramáficas associadas a gnaiss, xisto, rocha calcissilicática, metacalcário, quartzito, formação ferrífera bandada e metacherte, que caracterizam uma associação vulcanossedimentar com horizontes químico-exalativos, comuns em ambiente de crosta oceânica. Esse conjunto acha-se intrudido e localmente assimilado por ortognaisses de composição essencialmente tonalítica a granodiorítica, com raras porções trondhjemiticas, de idade 2,54 Ga U–Pb SHRIMP (Silva *et al.* 1997a).

Fetter (1999), com base em idades-modelo T_{DM} no intervalo de 2,55 a 2,65 Ga obtidas nessas metaplutônicas, sugeriu tratar-se de um terreno juvenil remanescente de um provável sistema arco magmático–bacia oceânica.

Terreno Rio Piranhas

Este terreno representa o embasamento paleoproterozóico da Faixa Seridó. Segundo Jardim de Sá (1994) o contato entre o embasamento Rio Piranhas e as rochas supracrustais do Grupo Seridó é de não conformidade, demarcado em vários locais pela ocorrência de metaconglomerado polimitico basal, contendo seixos de rochas granito-gnáissicas do Complexo Caicó. É composto pelos complexos São Vicente e Caicó e pela Suíte Poço da Cruz, correspondente aos granitos G_2 de Jardim de Sá (1978).

O Complexo São Vicente é formado por ortognaisses TTG e migmatitos, com mesossoma diorítico-gabrítico e cortado por enxames de diques de anfibolito. As litofácies primitivas dessa unidade são indicativas de quimismo calcialcalino de baixo K. Datações U–Pb apresentam valores em torno de 2,16 Ga, interpretados como idade de cristalização das rochas do complexo. As idades-modelo T_{DM} de metagabros em torno de 2,65 Ga (Dantas, 1992) são consistentes com uma fonte arque-

ana para o protólito. O Complexo Caicó (unidade litoestratigráfica predominante desse terreno) é formado por ortognaisses bandados félsicos-máficos, ortognaisses maciços e migmatitos, com intercalações de máficas e supracrustais (paragnaisse, migmatito, mármore, anfíbolito e rocha calcissilicática). Idade U-Pb de 2,24 Ga (Legrand *et al.* 1991) demonstra certa contemporaneidade com as rochas do Complexo São Vicente. A Suíte Poço da Cruz constitui-se de augengnaisses graníticos a quartzo-monzoníticos, que podem incluir leuco-ortognaisses graníticos. São rochas metaluminosas a peraluminosas, similares aos granitos crustais sin a tardicolisionais.

Terreno São José do Campestre /Núcleo Bom Jesus–Presidente Juscelino

O Terreno São José do Campestre é constituído por um segmento arqueano, denominado Núcleo Bom Jesus–Presidente Juscelino, circundado por ortognaisses paleoproterozóicos. Os dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd, a seguir apresentados, resultaram da tese de doutoramento de Dantas (1997). No núcleo arqueano, o Metatonalito Bom Jesus ocorre como um núcleo semente com 3,41 Ga, cujos dados isotópicos Sm-Nd são sugestivos de derivação a partir de uma fonte crustal ou de um manto enriquecido com $>3,5$ Ga, ou seja, representa o segmento mais antigo da Plataforma Sul-Americana. Grande parte desse núcleo, entretanto, é dominada por ortognaisses TTGs e migmatitos do Complexo Presidente Juscelino, um terreno com idades entre 3,25 Ga e 3,08 Ga com características isotópicas de uma crosta reciclada. O primeiro testemunho de acreção juvenil nesse núcleo formou-se no Complexo Brejinho, há 3,17 Ga, conforme indicam idade-modelo T_{DM} de 3,2 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t=1,5-1,0\text{ Ga})}$. O Complexo Senador Elói de Souza, composto por ortognaisse com intercalações de metamafitos, pode ser também uma unidade arqueana, mas os dados geocronológicos são inconclusivos. No final do Arqueano, ocorreu o plutonismo sienogranítico São José do Campestre, com idades entre 2,68 e 2,65 Ga e valores isotópicos positivos de Nd sugestivos de uma crosta arqueana reciclada. A evolução paleoproterozóica inclui terrenos mais jovens que 2,31 Ga, que foram aglutinados em torno do núcleo arqueano há aproximadamente 2,0 Ga, durante a colagem Riacciana. O Complexo João Câmara consiste de migmatitos com estruturas flebíticas a nebulíticas e *schlieren*, e gnaisses bandados compostos por hornblenda-biotita ortognaisses, anfíbolitos e leucometagranitos equigranulares. Os dados isotópicos sugerem a interdigitação de rochas arqueanas e paleoproterozóicas. O Complexo Santa Cruz compreende uma série magmática de composição predominantemente granodiorítica e filiação calcialcalina, relacionada a um arco magmático implantado entre 2,23 e 2,06 Ga. Os dados isotópicos de Sm-Nd sugerem que a fonte é uma crosta mais antiga, reciclada. Nesta mesma época, ocorreu um segundo evento acrescionário representado pelo Complexo Serrinha–Pedro Velho, que

compreende ortognaisses TTG de idade entre 2,18 e 2,27 Ga, idade-modelo T_{DM} em torno de 2,3 a 2,6 Ga e ϵ_{Nd} positivo. Um evento extensional entre 1,97 e 2,18 Ga deu origem aos diques de anfíbolitos e hornblenditos da Suíte Inharé, colocados imediatamente após o final da colagem Riacciana no terreno São José do Campestre.

Subprovíncia da Zona Transversal

Trata-se de um segmento crustal de direção E–W, limitado a norte e a oeste pelo Lineamento Patos, a sul pelo Lineamento Pernambuco e a leste pelas bacias costeiras (Fig. V.9). Compõe-se, de NW para SE, pela Faixa Cachoeirinha e pelos terrenos Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe, os quais foram amalgamados durante os eventos orogênicos Cariris–Velhos (1,0 a 0,95 Ga) e Brasileiro (750 a 520 Ma). A tradicional Faixa Piancó–Alto Brígida de Brito Neves (1975), constituída pelo Grupo Cachoeirinha e Complexo Salgueiro–Riacho Gravatá, foi redefinida como Faixa Cachoeirinha, a noroeste da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo (no domínio de exposição das unidades neoproterozóicas do Grupo Cachoeirinha), enquanto as unidades mesoproterozóicas do Complexo Salgueiro–Riacho Gravatá, a sudeste, foram incorporadas ao Terreno Alto Pajeú. A Zona Transversal configura-se, estruturalmente, como um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento transcorrente dextrais de direção E–W e preferencialmente sinistrais de direção NE–SW.

Faixa Cachoeirinha

O domínio do Grupo Cachoeirinha, aqui denominado de Faixa Cachoeirinha, é limitado a norte, pelo Lineamento Patos e a sudeste pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, de acordo com Medeiros *et al.* (2001) e Medeiros (2002). Existem controvérsias quanto ao posicionamento cronoestratigráfico das formações Santana dos Garrotes e Serra do Olho d'Água. Para alguns autores (Campos Neto *et al.* 1994), o grupo compreende um sistema deposicional único, turbidítico, cuja fácies proximal está representada pelo metaconglomerado polimítico e metarritmitos pelítico e psamítico da segunda unidade, enquanto a Formação Santana dos Garrotes (metarritmitos pelítico e psamítico, metagrauvaca, formação ferrífera e rocha metavulcânica) seria a fácies distal do sistema. Para outros, a Formação Serra do Olho d'Água estaria no topo da seqüência (Silva Filho *et al.* 1985; Bittar, 1998). Segundo Medeiros *et al.* (2001) esta formação representa uma sedimentação sintectônica, em uma bacia *pull-apart* ou *piggy-back*, associada ao evento deformacional mais jovem (D_2), do Ciclo Brasileiro. Kozuch *et al.* (1997) referem uma idade U-Pb de *ca.* 730 Ma em rocha metavulcânica da Formação Santana dos Garrotes. Contudo, esta idade está em conflito com

determinações geocronológicas U-Pb SHRIMP em zircão detrítico, que acusam idade máxima no intervalo 630–620 Ma para este grupo (Brito Neves *et al.* 2000).

Esta faixa limita-se ainda com os fragmentos paleoproterozóicos Icaíçara e Itaizinho, na sua terminação sudoeste. O Fragmento Icaíçara consiste de um núcleo antiformal, com formato aproximadamente triangular e eixo de direção NE–SW, circundado discordantemente por rochas metassedimentares meso-neoproterozóicos do Complexo Salgueiro–Riacho Gravatá e do Grupo Cachoeirinha a norte, e limitado a sul pelo Lineamento Pernambuco. Compreende uma unidade inferior gnáissico-migmatítica (Complexo Parnamirim) e uma seqüência supracrustal psamito-pelito-carbonática, migmatizada na fácies anfibolito médio-alto (Complexo Barro). Esta associação litológica é intrudida por augengnaisses estratóides, calcialcalinos, de idade 1,96 Ga (Pb-Pb, em monozircão; Medeiros *et al.* 1993). Abriga um *trend* de retroeclogitos mineralizados em Fe-Ti-Cr, interpretado como um alóctone de ofiolitos Cariris–Velhos ou Brasileiro. O fragmento do Complexo Itaizinho de direção NE–SW, com arrasto para E–W no limite sul com o Lineamento Pernambuco, está delimitado a noroeste pelo Terreno Granjeiro e a sudeste pela Faixa Cachoeirinha. Trata-se de ortognaisses tonalítico-granodioríticos, parcialmente migmatizados e milonitizados, com restos de rochas supracrustais.

Terreno Alto Pajeú

O Terreno Alto Pajeú é limitado pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, a noroeste, e a sudeste pela *Nappe* Serra de Jabitacá (Fig. V.9). O predomínio de seqüências orogênicas Cariris–Velhos (complexos Salgueiro–Riacho Gravatá e São Caetano) e o volumoso magmatismo granítico sincolisional da Suíte Recanto/Riacho do Forno são traços distintivos deste compartimento.

O Complexo Riacho Gravatá, segundo Bittar (1998), compreende cinco subunidades sem conotação estratigráfica, limitadas por contatos tectônicos e com transporte de massa para SE. Em linhas gerais, está constituído por xisto, filito, metavulcânicas máfica a félsica, metaultramáfica e metapelito carbonático, metamorfisados na fácies xisto verde a anfibolito baixo. Para Campos Neto *et al.* (1994), o vulcanismo máfico-félsico tem afinidade com arcos vulcânicos. Van Schmus *et al.* (1995b) obtiveram, em metatufos dessa unidade, idade U-Pb, em zircão, de 1,05 Ga, que representa a idade da sedimentação e do vulcanismo. Entretanto, Brito Neves *et al.* (2000) fazem referências à idade de 950 Ma (métodos Rb-Sr e U-Pb) para as metavulcânicas do Riacho Gravatá, idade esta similar à dos granitos sincolisionais Cariris–Velhos.

O Complexo São Caetano compreende uma seqüência metassedimentar e metavulcanoclástica, com um componente vulcânico predominantemente félsico-intermediário. Investigações químicas realizadas por Santos (1995), em rochas vulcano-

clásticas da unidade Poço do Salgueiro, sugerem tratar-se de uma mistura de sedimentos clásticos oriundos de arcos magmáticos maduros, embora um vulcanismo típico de arco esteja ausente. Esse autor obteve, em metatufos, idade U-Pb, em zircão, de 1,08 Ga.

A suíte peraluminosa Recanto/Riacho do Forno compreende ortognaisses com litofácies augenmonzogranítica e leucogranítica/migmatítica, com idades U-Pb que variam de 1,03 Ga até 925 Ma (Van Schmus *et al.* 1995b, Santos *et al.* 1995; Santos *et al.* 2001 e Brito Neves *et al.* 2001b).

O Terreno Alto Pajeú inclui ainda os complexos metavulcanossedimentares Riacho da Barreira e Irajá. O Complexo Riacho da Barreira, de área de ocorrência restrita, compõe-se de uma unidade metassedimentar (gnaisse, xisto, mármore e quartzito) e outra metavulcanossedimentar (mica xisto com intercalações de talco xisto, hornblendito e formações ferríferas). Não possui determinação isotópica e é aqui atribuída idade meso a neoproterozóica. O Complexo Irajá constitui um provável terreno alóctone do Brasileiro I, colocado sobre rochas do ciclo Cariris–Velhos. As rochas metamáficas desse complexo, com idade de 720 Ma (U-Pb em zircão), são sugestivas de arco vulcânico ou bacia de retroarco (Van Schmus *et al.* 1995b). Ocorrem também raros e minúsculos fragmentos (*inliers* do embasamento) paleoproterozóicos, correlacionados ao Complexo Floresta (a seguir descrito), e um fragmento composto por ortognaisses monzograníticos com idade Pb-Pb, evaporação, de 1,96 Ga (Silva *et al.* 1996), aqui denominado de Complexo Afogados da Ingazeira.

Terreno Alto Moxotó

Limita-se a sudeste com o Terreno Rio Capibaribe por meio da Zona de Cisalhamento Congo–Cruzeiro do Nordeste. Tem por particularidade o escasso magmatismo granítico neoproterozóico, a predominância de litótipos paleoproterozóicos relacionados às rochas metassedimentares do Complexo Sertânia e aos complexos metaplutônicos Floresta e Cabaceiras, podendo este incluir algum remanescente arqueano. O Complexo Sertânia é uma seqüência eminentemente metapélítica, com fácies migmatíticas em diferentes estágios de fusão parcial desde os tipos estromáticos até os nebulíticos. Ocorre restrita contribuição vulcânica e vulcanoclástica com idade U-Pb, em zircão, de 2,12 Ga (Nutman *et al.* 2001). O Complexo Floresta e o Cabaceiras são ortognaisses TTGs. Suas idades estão compreendidas entre 2,11 e 2,23 Ga (U-Pb, em zircão; Santos, 1995 e Brito Neves *et al.* 2001a). Um evento anorogênico, possivelmente mesoproterozóico, correlacionado à Suíte gabro-anortosítica Passira (item seguinte), está representado pelo Anortosito Boqueirão. Somam-se ainda as unidades alóctones dos complexos Lagoa das Contendas e Sumé. Santos (1995), estudando os termos vulcânicos do Complexo Lagoa das Contendas, sugere tratar-se de uma suíte

predominantemente aluminosa, calcialcalina de médio a alto potássio, podendo tratar-se de rochas de arco vulcânico maduro. A datação U-Pb SHRIMP indica idade de *ca.* 970 Ma para esse vulcanismo (Brito Neves *et al.* 2000), algo mais jovem que a idade U-Pb de 1,01 Ga (Van Schmus *et al.* 1995b). Trata-se, na realidade, de um refinamento, em curso, da datação de 1,01 Ga. O Complexo Sumé está associado à *nappe* Serra de Jabitacá. Compreende ortognaisse trondhjemitico que engloba enclaves de rocha metaultramáfica e anfibolito com granada, supostos retroeclogitos interpretados como um alóctone de ofiolitos. Datação recente em ortognaisse trondhjemitico do complexo define a idade de 640 Ma (U-Pb SHRIMP; Silva e Armstrong, 2002).

Terreno Rio Capibaribe

Este terreno, limitado ao sul pelo Lineamento Pernambuco, é composto pelos complexos metaplutônicos Pão de Açúcar, com idade U-Pb de 1,97 Ga (Sá *et al.* 1997) e Salgadinho, unidade aqui definida com provável idade paleoproterozóica e pela seqüência metavulcanossedimentar do Complexo Vertentes (xisto, metaturbidito com intercalações de metabasalto, metavulcânica intermediária e metavulcanoclástica), entidade supostamente filiada à Orogênese Cariris–Velhos. Ocorre também o Complexo Surubim-Carolina, associação do tipo QPC que pode constituir um alóctone neoproterozóico. Evento anorogênico no Estateriano-Calimiano está representado pelas suítes granodiorítica/augengranítica Serra de Taquaritinga e gabro-anortosítica de Passira, com idades U-Pb, em zircão, de 1,52 Ga (Sá *et al.* 1997) a 1,71 Ga (Accioly, 2000), respectivamente.

Subprovíncia Externa ou Meridional

Compreende a porção da Província Borborema situada ao sul do Lineamento Pernambuco que encerra os terrenos mesoproterozóicos Pernambuco–Alagoas, Paulistana–Monte Orebe e Canindé–Maracó, e as faixas neoproterozóicas Riacho do Pontal e Sergipana.

Terreno Paulistana–Monte Orebe/Faixa Riacho do Pontal

Estes domínios tectônicos ocupam a porção ocidental da Subprovíncia Externa. O primeiro, um segmento do Orógeno Cariris–Velhos, é limitado ao norte pelo Lineamento Pernambuco, recoberto discordantemente a oeste pela Bacia do Parnaíba e envolvido a sul e a leste pela Faixa Riacho do Pontal, por meio de uma zona de cisalhamento transpressiva. A faixa neoproterozóica Riacho do Pontal está empurrada sobre o Cráton do São Francisco, a sul, e sobre o Terreno Pernambuco–

Alagoas, a leste, e é sobreposta, a oeste, pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba (Fig. V.9). Ambos os segmentos formam um terreno composto, amalgamado por intermédio da colagem brasileira envolvendo um microcontinente ao norte, e o Cráton do São Francisco, ao sul. O limite leste parece corresponder a uma colagem oblíqua, também brasileira, deste domínio com o Terreno Pernambuco–Alagoas.

Terreno Paulistana–Monte Orebe

Congrega os complexos mesoproterozóicos Paulistana, Santa Filomena, Brejo Seco e Monte Orebe, que estão separados entre si mediante zonas de cisalhamento transpressivas.

Os complexos Paulistana (Caldasso *et al.* 1973; Gomes e Vasconcelos, 1991) e Santa Filomena (Angelim e Kosin, 2001) compreendem as associações de rochas metassedimentares do tipo QPC, características de margem passiva. Consistem de mica xisto, quartzito e mármore e contêm adicionalmente corpos de hornblenda-tremolita-actinolita xisto associados em níveis de metacherte e lentes de rochas calcissilicáticas e metaultramáficas (talco-clorita xisto, talco xisto e tremolito), estas últimas restritas ao Complexo Paulistana. As metamáficas do Complexo Paulistana têm quimismo de afinidade calcialcalina. A idade mínima desses complexos é definida pelas intrusões sintectônicas de granito calcialcalino (Angelim, 1988), com idades U-Pb e Pb-Pb no intervalo de 986–968 Ma (Van Schmus *et al.* 1995b; Jardim de Sá, 1994).

Os complexos Brejo Seco (Gava *et al.* 1983) e Monte Orebe (Caldasso *et al.* 1973; Angelim, 1988; Gomes e Vasconcelos, 1991) apresentam estruturação aproximadamente ENE–WSW e ocupam uma posição intermediária entre os domínios mesoproterozóico e neoproterozóico. Constituem fatias tectônicas alóctones, limitadas por zonas de cisalhamento contracionais, convergência para o sul dirigidas para o Cráton do São Francisco, embora no terreno Monte Orebe o arranjo seja mais complexo por incluir fatias alóctones com mergulhos divergentes (Angelim e Kosin, 2001). O Complexo Monte Orebe compreende duas unidades principais, uma metavulcanossedimentar (metabasalto, metaultramáfita, metacherte, metavulcanito félsico, quartzito e xisto) e outra metassedimentar (quartzito xisto, filito, metassiltito e metagrauvaca), todas metamorfisadas na fácies xisto verde.

O Complexo Brejo Seco foi subdividido por Marimon (1990) em três associações de rochas supracrustais e uma de rochas plutônicas, máfico-ultramáficas, também metamorfisadas em condições de fácies xisto verde, compreendendo: (i) unidade máfico-ultramáfica plutônica (serpentinó, metaperidotito, metapiroxenito, metaolivina gabro, metatroctolito); (ii) unidade metavulcanossedimentar (metabasalto xistificado e subordinadamente metavulcânica félsica, com intercalações de metacherte, metatufo e metapelito); (iii) unidade metassedimentar (metagrauvaca com intercalações de quartzito, filito grafita e metacherte); e (iv) muscovita quartzito.

Os metabasaltos dos complexos Brejo Seco e Monte Orebe mostram afinidade geoquímica com tholeiítos de baixo K. Os do primeiro complexo são interpretados como suítes ofiolíticas relacionadas a bacias de retroarco (Marimon, 1990) e os do segundo como prováveis remanescentes de crosta oceânica (Moraes, 1992).

Distinguem-se ainda fragmentos de embasamento formados por ortognaisse e migmatito com restos de rochas supracrustais do Complexo Morro do Estreito. Idades Rb-Sr, U-Pb e Pb-Pb de *ca.* 970 Ma (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.* 1995; Jardim de Sá *et al.* 1995), em metagranitóides intrusivos (Suíte Afeição), comprovam que o domínio Paulistana–Monte Orebe representa um segmento tectono-estratigráfico do ciclo Cariris–Velhos. Quanto ao arranjo estrutural, revela-se um domínio de grande complexidade com relictos de uma tectônica pretérita de baixo ângulo, com transporte massa para NNW, zonas de transpurrão com mergulhos baixos a médios e transporte para WSW que refletem um choque oblíquo contra o Cráton São Francisco ou talvez um escape lateral de blocos associado à tectônica compressiva para sul, estruturas com mergulhos divergentes, além de deflexões com concavidades voltadas para norte.

Faixa Riacho do Pontal

Constitui uma bacia de margem passiva, representada pelo Grupo Casa Nova, correspondente ao Complexo Casa Nova de Dalton de Souza *et al.* (1979), constituído pelas formações Mandacaru e Barra Bonita. A Formação Mandacaru compreende uma seqüência metaturbidítica e metagrauváquica que evolui para metagrauvacas quartzosa e feldspática, com fragmentos de rochas félsicas hipoabissais, o que sugere uma sedimentação “flyschoíde” (essas formações foram definidas como unidades do Complexo Casa Nova por Santos e Silva Filho, 1990). A Formação Barra Bonita consiste de granodiorítica xisto, com níveis de mármore e quartzito na porção inferior, localmente com litofácies de filito cinza-escuro. As rochas metassedimentares do Grupo Casa Nova foram metamorfisadas na fácies anfíbolito, localmente retrometamorfisadas na fácies xisto verde. O arranjo estrutural da faixa configura um sistema de *nappes* com transporte de massa para sul, sobre o Cráton São Francisco (Fig. V.9). O aloctonismo dessas *nappes* sobre a margem norte do cráton tem por registro os *klippen* de Barra Bonita, ao norte de Petrolina (PE), e de Piçarrão (BA), na margem sul do lago da represa de Sobradinho (Fig. V.2). A Faixa Riacho do Pontal é afetada por expressivo plutonismo granítico correspondente às suítes cedo a sinorogênica peraluminosa do tipo Rajada, de provável idade isocrônica Rb-Sr de 668 Ma, sin a tardiorogênica peralcalina Serra da Esperança (555 Ma Rb-Sr) e tardi a pós-orogênica, Serra da Aldeia e Caboclo.

Terreno Pernambuco–Alagoas

O Terreno Pernambuco–Alagoas constitui o maior domínio tectônico da Subprovíncia Meridional, limitado pelo Lineamento Pernambuco, ao norte, e por zonas de cisalhamento contracionais nos contatos ao sul, com o Terreno Canindé–Marancó, e oeste, com a Faixa Riacho do Pontal (Fig. V.9). O rifte Tucano-Jatobá secciona o terreno, dividindo-o em dois segmentos, leste e oeste. É formado em grande parte pelos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco. O Complexo Cabrobó abriga uma seqüência eminentemente metassedimentar, formada por xisto, paragnaisse, metagrauvaca, quartzito, rocha calcissilicática e mármore, e outra metavulcanossedimentar, que inclui adicionalmente metamáfito. O Complexo Belém do São Francisco é constituído por ortognaises leucogranítico róseo e tonalítico-granodiorítico, variadamente migmatizados, que incluem relictos de supracrustais. Esses complexos são cortados por grandes batólitos graníticos brasileiros, descritos em separado. Idades isocrônicas Rb-Sr do Complexo Belém do São Francisco apontam idades de 1,07 e 1,09 Ga, compatíveis com a idade-modelo T_{DM} de 1,33 Ga (Santos, 1995). Por outro lado, datação U-Pb SHRIMP (Silva *et al.* 2002d) em gnaisse tonalítico-granodiorítico, na mesma região, forneceu uma idade paleoproterozóica, indicativa da presença de remanescentes pré-Cariris–Velhos. A ocorrência de domínios paleoproterozóicos e meso-neoproterozóicos é sugerida por idades-modelo T_{DM} obtidas em granitos neoproterozóicos do segmento leste do terreno (Silva Filho *et al.* 2002).

Um fragmento de idade arqueana foi bem individualizado no extremo oeste do terreno, na zona transcorrente limítrofe deste com o Cráton São Francisco. Trata-se do fragmento Riacho Seco, que é constituído por ortognaisse tonalítico a granítico e restos de seqüência metavulcanossedimentar da fácies anfíbolito médio a alto, mineralizada em cobre (Complexo Riacho Seco). Isócrona Rb-Sr em rocha gnáissico-migmatítica revelou uma idade de 2,9 Ga (Mascarenhas e Garcia, 1989), compatível com a idade-modelo T_{DM} de 3,1 Ga (Angelim e Kosin, 2001). Pode tratar-se de um terreno deslocado, originalmente ligado ao embasamento da Província São Francisco.

Terreno Canindé–Marancó

Os complexos Canindé e Marancó formam duas faixas paralelas de rochas metavulcanossedimentares com corpos máfico-ultramáficos inclusos. A faixa Marancó compreende dois segmentos, um orientado na direção NW–SE, acompanha por 200 km a Zona de Cisalhamento Macururé–Riacho Seco, e o outro de direção NE–SW baliza a Zona de Cisalhamento Belo Monte–Jeremoabo, numa extensão de mais de 100 km. Essas faixas localizam-se entre o Terreno Pernambuco–Alagoas, ao

norte, e a Faixa Sergipana neoproterozóica, ao sul, limitado pelas zonas de cisalhamento Macururé–Riacho Seco e Belo Monte–Jeremoabo, respectivamente (Fig. V.9 e Fig. V.11). O terreno encerra os complexos metavulcanossedimentares Canindé e Marancó, ao norte e ao sul, respectivamente, intercalados pelo Migmatito Poço Redondo.

O Complexo Marancó (Santos *et al.* 1988) compreende uma associação bastante complexa de rochas metavulcânicas máficas e félsicas, com intercalações de rochas metasedimentares, metamorfasadas na fácies anfíbolito e extensivamente retrometamorfisadas para a fácies xisto verde. As rochas metavulcânicas félsicas têm afinidade calcialcalina e estão relacionadas a arcos vulcânicos (Teixeira, 1996). Apresentam idades U-Pb no intervalo de 1,00–1,04 Ga e idade-modelo T_{DM} de 1,44 Ga em metarritilitos (Van Schmus *et al.* 1995), indicativas de formação de arco vulcânico durante a orogênese Cariris–Velhos.

O Complexo Canindé (Silva Filho *et al.* 1977) consiste de rochas metavulcânicas máficas com intercalações de metavulcânicas félsicas, metatufos, metagrauvacas vulcanogênicas, metarritilitos, mármore, metachertes, metapelitos grafitosos e corpos restritos de rochas ultramáficas. As rochas metavulcânicas máficas correspondem a metabasaltos tholeiíticos a transicionais, enquanto as rochas metavulcânicas félsicas e intermediárias são de filiação calcialcalina (Bezerra, 1992a); ambas são interpretadas como seqüências magmáticas de arco vulcânico (Bezerra, 1992b; Jardim de Sá *et al.* 1992).

O Migmatito Poço Redondo é constituído por migmatitos com mesossoma gnáissico tonalítico-granodiorítico e pode representar um domínio tectonoestratigráfico distinto. Não se dispõe de dados isotópicos dos migmatitos.

Estruturalmente, os litótipos dessas unidades estão intensamente deformados e tectonicamente imbricados. O intenso retrabalhamento tectônico durante o evento Brasileiro torna difícil a reconstrução das deformações pretéritas.

No Terreno Canindé–Marancó, Silva Filho *et al.* (1997) distinguiram as suítes brasileiras de médio a alto potássio – Itaporanga (Sítios Novos); ultrapotássica peralcalina – Triunfo (Serra do Catu–Curitiba); e leucocrática peraluminosa de origem crustal do tipo Xingó. Dentro do magmatismo Brasileiro deste terreno, destaca-se a Suíte Intrusiva Canindé, que compreende um conjunto de gabro, norito, olivina gabro, leucogabro, anortosito, troctolito e rochas ultramáficas, intrusivos no Complexo Canindé. Os dados geoquímicos indicam um ambiente de arco magmático, mas alguns autores observaram analogias com um magmatismo anorogênico intracontinental. O plúton de Currálinho ou Sítios Novos, que apresenta relações de misturas mecânica e química com os gabros e microgabros tardios da Suíte Canindé, é formado por granodioritos e quartzo-monzodioritos porfiríticos, às vezes com feições subvulcânicas. O plutonismo sincolisional do Terreno

Canindé–Marancó está representado pelos plútons graníticos estratóides, peraluminosos, milonitizados, aqui reunidos na Suíte Garrote–Serra Negra. Os ortognaisses do tipo Garrote têm idade U-Pb (em zircão) de 715 Ma e idade-modelo T_{DM} de 1,16 Ga (Van Schmus *et al.* 1997)

Faixa Sergipana

Está situada entre os terrenos Canindé–Marancó e Pernambuco–Alagoas, ao norte, e o Cráton São Francisco, ao sul (Fig. V.9). A exemplo do Terreno Pernambuco–Alagoas, é seccionada pelo rifte de Tucano–Jatobá em dois segmentos, noroeste e sudeste. Esta faixa constitui uma bacia de margem passiva, gerada e deformada no neoproterozóico, dividida em dois subdomínios: Macururé (depósitos pelítico-psamítico de natureza turbidítica) e Vaza-Barris (sedimentação carbonática-pelítica). Os sedimentos plataformais do Grupo Estância, correlatos em parte às unidades da faixa dobrada, já foram descritos como bacias de margem passiva da província São Francisco.

O Subdomínio Macururé, representado pelo grupo homônimo, consiste de uma unidade basal quartzítica, com intercalações de xisto, eventualmente com sillimanita, que aflora no setor sudeste (Formação Santa Cruz); de uma seqüência de mica xisto granadífero e metarritmito, com níveis de quartzito, metamorfisada na fácies anfíbolito, com ampla representatividade em ambos os setores da faixa; e, de uma seqüência de metarritmito fino e clorita xisto aflorantes na porção sudeste.

O Subdomínio Vaza-Barris é composto pelos grupos Miaba, Simão Dias e Vaza-Barris, cujos litótipos estão metamorfisados em condições da fácies xisto verde. Entre as unidades desses grupos, apenas as formações Frei Paulo, do Grupo Simão Dias, e Palestina e Olhos d'Água, do Grupo Vaza-Barris, estão representadas no segmento noroeste. O Grupo Miaba compreende as formações Itabaiana (conglomerados polimíticos), Ribeirópolis (metagrauvaca seixosa, rochas metavulcânicas intermediária a félsicas e filito, seixoso ou não) e Jacoca (mármore, metadolomito e metapelito subordinado). O Grupo Simão Dias é composto pelas formações Jacaré (metassiltitos) e Frei Paulo (filito e metarenito interestratificados e lentes de rochas metavulcânicas). As formações Palestina e Olhos d'Água, do Grupo Vaza-Barris, são caracterizadas pela presença de diamictitos e filitos seixosos, na primeira, e bancos de mármore com filito subordinados, na última.

O Terreno Canindé–Marancó e os subdomínios Macururé e Vaza-Barris da Faixa Sergipana estão limitados entre si pelas zonas de cisalhamento transpressivas sinistrais Belo Monte–Jeremoabo e São Miguel do Aleixo, esta com importante rejeito. Alguns autores, a exemplo de Santos *et al.* (1988) e Davison e Santos (1989), descrevem estilos deformacionais distintos para os subdomínios Macururé (deformação polifásica) e Vaza-

Barris (monofásica), enquanto outros reconhecem deformação polifásica em ambos os subdomínios (cf. Jardim de Sá *et al.* 1986; Jardim de Sá, 1994; D'el-Rey Silva, 1995). Em resumo, as unidades meso-neoproterozóicas foram submetidas a cisalhamento simples progressivo tangencial, com cavalgamento do Terreno Canindé–Marancó sobre as rochas metasedimentares da Faixa Sergipana e destes sobre o Cráton São Francisco, resultante da colisão oblíqua do Terreno Pernambuco–Alagoas com o Cráton São Francisco (Jardim de Sá *et al.* 1986).

No segmento sudeste da faixa, ocorrem os domos Itabaiana e Simão Dias, aflorantes no subdomínio Vaza-Barris, e o domo Jirau do Ponciano, aflorante no subdomínio Macururé, limite com os terrenos Canindé–Marancó e Pernambuco–Alagoas. Os domos de Itabaiana e Simão Dias encerram ortognaisses granodiorítico-granítico, bandado, milonítico e migmatitos envolvidos pela tectônica brasileira. Determinações isotópicas Sm-Nd em gnaisses migmatíticos do Domo de Simão Dias e em migmatito do Domo de Itabaiana forneceram idades-modelo T_{DM} de 2,99 Ga e 2,75 Ga, respectivamente (Van Schmus *et al.* 1997). O Domo Jirau do Ponciano compreende os complexos Jirau do Ponciano (ortognaisses TTG) e Nicolau–Campo Grande (seqüência metavulcanossedimentar, incluindo granulitos e kinzigitos), de provável idade arqueana a paleoproterozóica.

Domínio Gurupi

O Domínio Gurupi situa-se na porção norte da Bacia do Parnaíba e representa a exposição de terrenos proterozóicos do embasamento cristalino dessa bacia ao longo do Arco Ferrer – Urbano Santos (Fig. V.17). O Domínio Gurupi corresponde a áreas-tipo do ciclo orogênico transamazônico (Hurley *et al.* 1967) onde foram identificadas duas orogêneses em 2,20 e 2,00 Ga com base em dados Rb-Sr (Hurley *et al.* 1967).

Os processos erosivos atuantes na região favoreceram a exposição das rochas proterozóicas, em que a presença de mineralizações auríferas tem despertado o interesse científico e econômico, possibilitando a realização de estudos e pesquisas por empresas privadas e universidades, além de mapeamento geológico sistemático, escala 1:250.000, pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), nas últimas décadas. Pastana (1995) sugere que o quadro geológico da área permita sua subdivisão em três unidades tectônicas: Domínio Cratônico, Zona/Faixa Móvel e Bacias Sedimentares.

Domínio Cratônico Gurupi (Cráton São Luís)

O domínio cratônico corresponde à porção nordeste da área e, de acordo com Yamaguti (2000), esse domínio recebeu diversas denominações, sendo mais comumente conhecido como Cráton São Luís (Almeida *et al.* 1968). Exibe expressivas

semelhanças tectono-geológicas e geocronológicas com determinadas regiões do Cráton Oeste Africano (Costa do Marfim e Gana), a tal ponto que pode ser considerado como um fragmento desse cráton, do qual foi separado, em tempos mesozóicos, durante a abertura do Oceano Atlântico (Hurley *et al.* 1967; Hasui *et al.* 1984; Lesquer *et al.* 1984; Abreu, 1990; Palheta, 2001).

O Cráton São Luís é formado, predominantemente, pelas rochas granitóides componentes das suítes Tromai, Rosário e Traquateua, que se associam a restos de seqüências metavulcanossedimentares (Grupo Aurizona), mantendo com elas relações de contato de caráter intrusivo.

O Grupo Aurizona constitui uma seqüência metavulcanossedimentar formada por xistos, metachertes, metamáficas e metaltramáficas. Klein e Moura (2001), datando zircões de uma metapiroclástica, pelo método Pb-Pb, atribuíram-lhe idade de 2,24 Ga.

Palheta (2001), com base em recentes dados geocronológicos pelo método Pb-Pb em zircão (Gaudette *et al.* 1996; Sousa, 1995; Klein, 1988; Gorayeb *et al.* 1999; Klein e Moura, 2001), considera que os ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e trondhjemíticos das suítes Tromai e Rosário constituem fragmentos de crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático, com idade de cristalização no intervalo de 2,08–2,13 Ga. Os granitos a duas micas da Suíte Traquateua foram gerados em um estágio mais superior, entre 1,9 e 2,0 Ga.

No que se relaciona à evolução geológica, esse segmento cratônico recebeu inúmeras interpretações por autores diversos, sendo que os dados mais recentes permitem considerá-lo como resultado de intenso plutonismo, colisão e amalgamento tectônico de arcos magmáticos a terrenos arqueanos, durante o Paleoproterozóico (Costa *et al.* 1996; Gorayeb *et al.* 1999).

Faixa Móvel Gurupi

Constitui uma faixa intensamente deformada, de direção preferencial NW–SE, que bordeja a porção S–SW do Cráton São Luís, com o qual se limita pela Zona de Cisalhamento de Tentugal. A Faixa Móvel Gurupi recebeu, ao longo do tempo, interpretações e denominações diversas, tais como: Faixa de Dobramento Gurupi (Almeida, 1967), Cinturão de Cisalhamento Tentugal (Hasui *et al.* 1984) e Faixa de Cisalhamento Gurupi (Costa *et al.* 1996). Essa faixa caracteriza-se, segundo Palheta (2001), pela forma alongada, onde zonas de cisalhamento separam fatias e lentes menos deformadas, configurando um típico sistema anastomosado. Costa *et al.* (1988) ressaltam, ainda, a presença de dois domínios tectono-estruturais distintos: um com predominância de tectônica tangencial compressiva, de baixo ângulo; outro com predominância de tectônica transcorrente.

Nesse contexto estão incluídas as unidades litoestratigráficas: Complexo Maracaçumé, Grupo Gurupi, Suíte Alcalina

Boca Nova e os corpos granitóides Ney Peixoto, Japiim, Ourém e Jonasa.

O Complexo Maracaçumé (Abreu e Hasui, 1980) é formado por uma associação plutono-vulcanossedimentar, em que ocorrem ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, anfíbolitos e quartzitos, migmatizados, exibindo efeitos de milonitização e/ou ultramilonitização. Por algum tempo foi considerado de idade arqueana; porém, dados mais recentes (Gorayeb *et al.* 1999) consideram-no como representante da Suíte Tromai em estágio mais avançado de deformação e migmatização, portanto de idade paleoproterozóica.

O Grupo Gurupi (Costa *et al.* 1977) é uma associação de rochas vulcanossedimentares, com metamorfismo variando da fácies xisto verde a anfíbolito de médio grau. É constituído por gnaisses, xistos, filitos, metavulcânicas e metagrauvas, associados a leucogranitóides e veios de quartzo e pegmatóides, subconcordantes com a foliação regional. Sua idade, segundo dados de Klein e Moura (2001), está situada no intervalo de 2,15–2,16 Ga (Pb-Pb em zircão).

Durante o Mesoproterozóico este domínio crustal foi palco da deposição dos sedimentos constituintes das formações Igarapé de Areia e Viseu, seguido de intrusão da Suíte Alcalina Boca Nova e sedimentação da Formação Piriá.

O papel do Ciclo Brasileiro na região está limitado à instalação de um regime tectônico compressivo, com deslocamentos de massas de SW para NE, evoluindo para transcorrências, responsável pela colocação lado a lado de corpos geológicos gerados em diferentes níveis crustais, retrabalhamento de rochas mais antigas e somente esporádica geração de rochas graníticas–granitos Ney Peixoto (544 Ma).

Bacias Sedimentares Pré-Silurianas

As bacias sedimentares imediatamente sobrepostas aos complexos paleoproterozóicos, plutono-vulcânicos, do Domínio Gurupi incluem as seqüências pré-silurianas (formações Viseu e Igarapé de Areia, de idade paleo a mesoproterozóico e Piriá e Guamá, de idade neoproterozóico a eopaleozóico), seguidas pelas formações paleo-mesozóicas da Bacia do Parnaíba, mesocenozóicas das bacias de São Luís e Bragança-Viseu e cenozóicas do Grupo Barreiras e sedimentos recentes.

As formações Viseu e Igarapé de Areia representam, segundo Abreu (1990), uma cobertura cratônica do final do Paleoproterozóico, início do Mesoproterozóico, correspondendo a pequenas bacias depositadas em estruturas do tipo gráben. São formadas por rochas sedimentares anquimetamórficas, representadas por arenitos arcoseanos, horizontes conglomeráticos e pelitos subordinados, depositados em ambiente continental, de um sistema desértico, com fácies de leques aluviais, fluvial e lacustre.

As formações Piriá e Guamá são associações de rochas predominantemente psamíticas, anquimetamórficas, formadas

por grauvas, arcóseos, conglomerados e pelitos subordinados, depositadas em pequenos grábens, na transição Neoproterozóico–Eopaleozóico. Correspondem a depósitos de ambiente continental de clima seco, evidenciado por fácies de leques aluviais proximais.

Plutonismo Granítico Cariris–Velhos

As suítes graníticas sincolisionais Cariris–Velhos ocorrem em uma extensão de cerca de 800 km, desde o Terreno Paulistana–Monte Orebe (região sudeste do Piauí) até as proximidades do litoral da Paraíba–Rio Grande do Norte, no Terreno Alto Pajeú. Constituem suítes de rochas metaplutônicas com características de intrusões colisionais, associadas a zonas de cisalhamento e empurrão, referidas, muitas vezes, como “de idade Grenville”.

O plutonismo granítico Cariris–Velhos está representado notadamente no Terreno Alto Pajeú, onde se distinguem os tipos Recanto e Riacho do Forno (Santos, 1995), aqui reunidos em uma única suíte. O tipo Recanto é formado por augenmonzogranito bimicáceo, com granada, sillimanita, apatita, titanita, epidoto e allanita. O tipo Riacho do Forno abrange espectro composicional de sienogranito a alcalifeldspato-granito, a muscovita e/ou biotita, com estrutura migmatítica do tipo estromática, *schlieren* e nebulítica. As idades variam de 1,03 Ga até 925 Ma (U-Pb, em zircão; Santos *et al.* 1995 e Brito Neves *et al.* 2001b), enquanto as idades-modelo T_{DM} situam-se entre 1,7 e 1,4 Ga. Os valores de ϵ_{Nd} apresentam níveis quase condríticos, que sugerem fonte híbrida mesoproterozóica pouco evoluída (Kozuch *et al.* 1997).

No Terreno Paulistana–Monte Orebe o plutonismo está representado por granada-biotita augenortognaisse monzogranítico a granodiorítico da Suíte calcialcalina peraluminosa Afeição, de idade *ca.* 980–970 Ma (Rb-Sr, U-Pb e Pb-Pb; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.* 1995a; Jardim de Sá *et al.* 1995).

A partir de dados isotópicos mais recentes e do refinamento em curso de datações preexistentes, Brito Neves *et al.* (2000) consideram o intervalo de 980 a 950 Ma (Toniano) como o mais representativo do plutonismo Cariris–Velhos. Para esses autores as idades mais antigas obtidas provavelmente mostram alguma influência de zircões herdados na população analisada.

Plutonismo Granítico Brasileiro

A Província Borborema foi alvo de intenso e diversificado plutonismo brasileiro, cuja classificação remonta aos trabalhos pioneiros de Almeida *et al.* (1967). Com a evolução da cartografia geológica e do conhecimento científico em bases petrológicas e isotópicas, os corpos graníticos foram agrupados

em suítes a partir dos trabalhos de Sial (1984; 1987), seguidos por outros autores tais como Santos e Medeiros (1997) e Ferreira *et al.* (1998). Guimarães *et al.* (1999), Brito Neves *et al.* (2000), Ferreira e Santos (2000) e Santos *et al.* (2001) sintetizaram o plutonismo da Província Borborema como uma sucessão de pulsos magmáticos, ou seja, supersuítas I (cedo a sinbrasiliano), II (tardibrasiliano) e III (pós-Brasiliiano). A classificação aqui apresentada é similar ao modelo citado, com inclusão de algumas unidades. A inexistência e/ou carência de refinamento dos dados isotópicos disponíveis dificulta um melhor ordenamento das associações graníticas brasileiras propostas. A Fig. V.10 apresenta a distribuição dos plútons mais representativos das suítes/supersuítas intrusivas, a seguir descritas.

Supersuíte Intrusiva Cedo a Sinorogênico

Inclui as suítes peraluminosas Rajada, da Faixa Riacho do Pontal; Garrote–Serra Negra, do Terreno Canindé–Marancó, e a Suíte Tamboril–Santa Quitéria, do Domínio Ceará Central. Essas suítes estão afetadas por deformação compressiva e apresentam estrutura gnáissica e/ou migmatítica. A Suíte peraluminosa Rajada é constituída por leuco-ortognaisses a duas micas ou a muscovita, de composição sienogranítica à granodiorítica, raramente tonalítica. Ocorre como *sheets* de espessura métrica a decimétrica até corpos batolíticos. É intrusiva nos complexos Santa Filomena e Monte Orebe do Terreno Paulistana–Monte Orebe, e em mica xistos do Grupo Casa Nova, ao longo dos empurrões neoproterozóicos, na parte oriental da Faixa Riacho do Pontal. Sua idade é ainda discutível, porém dados isocrônicos Rb-Sr convergem para sua intrusão no Neoproterozóico, em torno de 668 Ma (Jardim de Sá, 1994). Segundo esse autor, os granitos colisionais da Suíte Rajada estariam associados ao choque inicial oblíquo da faixa contra o Cráton São Francisco. O plutonismo cedo a sinorogênico do Terreno Canindé–Marancó está representado pelos corpos graníticos leucocráticos, estratóides, peraluminosos, milonitizados, aqui reunidos na Suíte Garrote–Serra Negra. Em termos composicionais, as duas litofácies são similares, com predominância de granitos, no primeiro, e granodioritos a quartzo-monzonitos, no segundo; cujo fator diferencial é a textura *augen* gnáissica do tipo Serra Negra. Os ortognaisses do tipo Garrote têm idade U-Pb (em zircão) de *ca.* 715 Ma e idade-modelo T_{DM} de 1,16 Ga (Van Schmus *et al.* 1997). Não se descarta a possibilidade de que o tipo Serra Negra possa ser correlato ao augengnaisse da Suíte Afeição do Terreno Paulistana–Monte Orebe, de idade *ca.* 970 Ma. A Suíte Tamboril–Santa Quitéria ocorre numa extensa área na porção noroeste do Domínio Ceará Central e constitui um complexo granítico formado por uma associação de granitos e migmatitos, com enclaves de rocha calcissilicática, paragnaisse e anfíbolito. Foi alojada em regime compressivo, em um

provável ambiente de arco magmático continental (Cavalcante, 1999) há cerca de 622 Ma (idade U-Pb).

Supersuíte Intrusiva Sin a Tardiorogênica

Compreende as suítes calcialcalina Conceição, calcialcalina de médio a alto potássio Itaporanga, trondhjemítica Serrita e peralcalina Catingueira, que foi englobada no tipo Triunfo (tardi a pós-orogênico). Somam-se as suítes Chaval, peralcalina Serra da Esperança e Peraluminosa/Natal. A Suíte Calcialcalina Conceição é composta de granodioritos a tonalitos, com biotita e hornblenda e epidoto magmático, incluindo fases menores de diorito e gabro. Ela possui típicos enclaves máficos e *clots* ricos em actinolita, estes últimos considerados como fragmentos da fonte basáltica (Sial, 1993). Nela há dezenas de *stocks* e pequenos batólitos que cortam o Grupo Cachoeirinha e o Complexo Salgueiro–Riacho Gravatá (Gomes, 2001) na Zona Transversal, além de alguns outros corpos correlatos, a exemplo dos plútons de Coronel João de Sá e Glória, no subdomínio Macururé da Faixa Sergipana. Os plútons de Tabira e de Timbaúba desta suíte apresentam idades U-Pb de 621 e 644 Ma, respectivamente. Os dados isotópicos de ϵ_{Nd} -11 a -9,5 e idade-modelo T_{DM} de 1,4 Ga são indicativo de uma provável crosta continental inferior Cariris-Velhos (Guimarães *et al.* 1998). Sua assinatura geoquímica é compatível com ambiente de arco magmático. A Suíte Calcialcalina de Médio a Alto Potássio Itaporanga engloba litofácies de composição monzogranítica a granodiorítica, a biotita rica em Fe e hornblenda, com típica textura porfirítica representada por megacristais de K-feldspato. Em geral, estão associados à biotita dioritos e K-dioritos de afinidade shoshonítica, com evidência local de mistura mecânica (*mingling*) e mistura química (*mixing*) com os granitos (Ferreira *et al.* 1998). Formam batólitos que atravessam indistintamente a maioria dos segmentos crustais da província.

As idades U-Pb desta suíte, determinadas em diversos plútons da Subprovíncia Setentrional, são da ordem 580 Ma. A Suíte Trondhjemítica Serrita compreende um conjunto disperso de *stocks* simples e compostos que ocorrem apenas como intrusões no Complexo Salgueiro–Riacho Gravatá e nos ortognaisses Cariris–Velhos da Zona Transversal. Composicionalmente são anfíbolio leucotonalito e anfíbolio-biotita leucotonalito e albita leucogranodiorito. Os padrões de elementos incompatíveis e terras raras são similares aos de granitos de arco vulcânico, sugerindo que se trata de uma suíte de margem continental ativa. Não existem registros de idades isotópicas U-Pb da Suíte Serrita. Idades-modelo T_{DM} dessas suítes retromencionadas variam de 1,1 a 1,4 Ga, exceto para os granitos Itaporanga da Subprovíncia Setentrional e os granitóides Serrita, cujas T_{DM} geralmente ultrapassam 2,0 Ga. As suítes crustais Peraluminosa/Natal ocorrem associadas aos metapelitos da Formação Seridó. Consistem de leucogranitos,

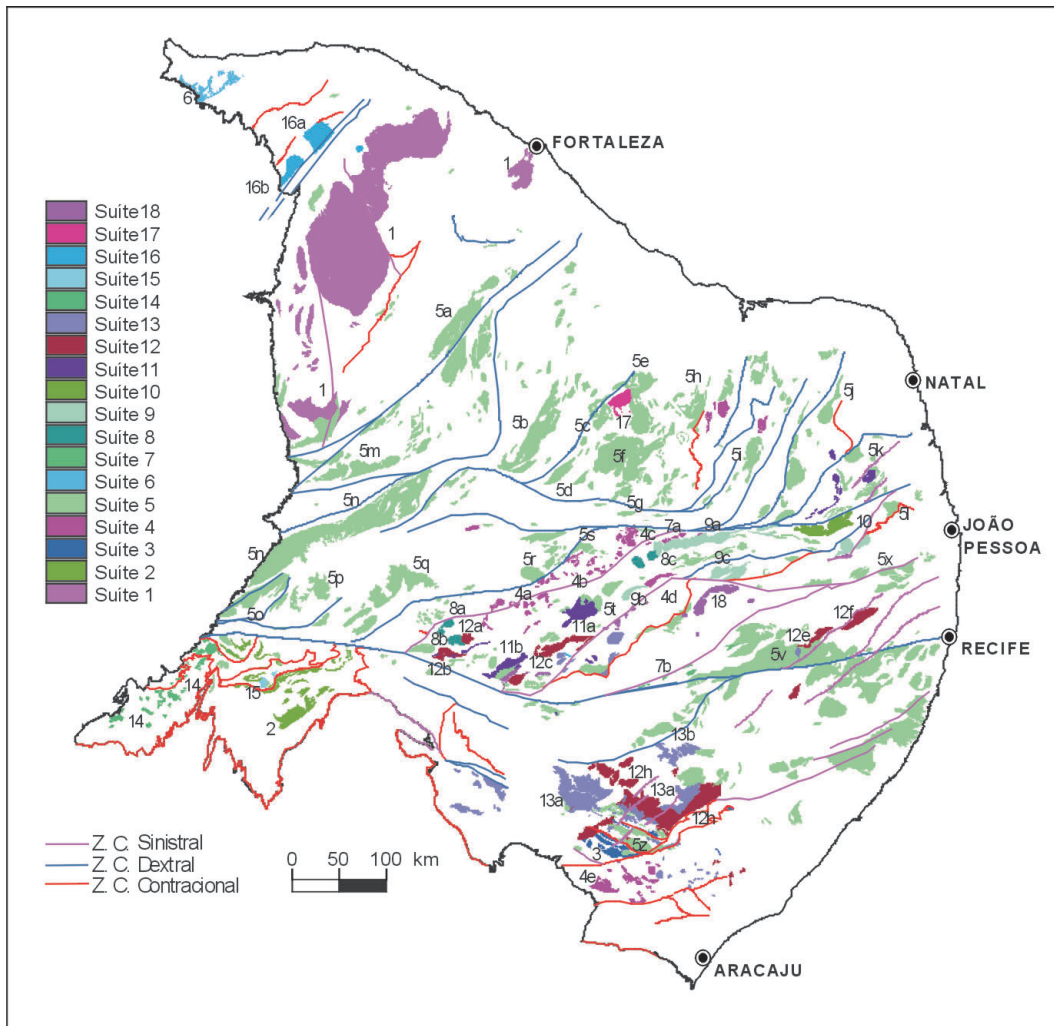


Figura V.10 – Plutonismo granítico brasileiro da Província Borborema
Supersuítas cedo a sin-orogênicas: 1 – Tamboril–Santa Quitéria, 2 – Rajada, 3 – Garrote–Serra Negra. **Supersuítas sin a tardiorogênicas:** 4 – Calcialcalina Conceição (4a – Conceição, 4b – Pedra Branca, 4c – Olhos D’Água, 4d – Tabira, 4e – Coronel João de Sá); 5 – Calcialcalina de médio a alto grau K Itaporanga (5a – Quixeramobim, 5b – Pereiro, 5c – Viçosa, 5d – Paraná, 5e – Patu, 5f – Catolé do Rocha, 5g – Pombal, 5h – Serra do João do Vale, 5i – Acari, 5j – Barcelona, 5k – Monte das Gameleiras, 5l – São Lourenço, 5m – Saboeiro–Aiuaba, 5n – Padre Marcos–Acaré, 5o – Simões, 5p – Araripina, 5q – Bodocó, 5r – Serra da Lagoinha, 5s – Itaporanga, 5t – Princesa Isabel, 5u – Tavares, 5v – Caruaru, 5x – Aroeira, 5z – Sítios Novos), 6 – Chaval; 7 – Peralcalina Catingueira (7a – Catingueira, 7b – Modema); 8 – Serrita (8a – Serrita, 8b – Salgueiro Oeste, 8c – Palmeiras). **Supersuítas tardi a pós-orogênicas:** 9 – Transicional Shonshonítica–Alcalina Teixeira–Solidão (9a – Teixeira, 9b – Solidão, 9c – Serra Branca); 10 – Calcialcalina de alto K Esperança (10a – Esperança, 10b – Campina Grande, 10c – Fazenda Nova); 11 – Peralcalina ultrapotássica Triunfo (11a – Triunfo, 11b – Serra do Man); 12 – Shonshonítica Salgueiro Leste – Terra Nova (12a – Salgueiro Leste, 12b – Terra Nova, 12c – Pajeú, 12d – Serra do Arapá, 12e – Toritama, 12f – Bom Jardim, 12g – Picuí, 12h – Serra do Catu); 13 – Peraluminosa Xingo (13a – Xingó, 13b – Ouro Branco), 14 – Alcalina Serra de Aldeia; 15 – Peralcalina ultrapotássica Caboclo. **Supersuítas pós-orogênicas:** 16 – Subalcalina a alcalina Meruoca (16a – Meruoca, 16b – Mucambo); 17 – Subalcalina a alcalina Umarizal; 18 – Subalcalina a alcalina Prata

Figure V.10 – Brazilian granitic plutonism in Borborema Province.
Early to syn-orogenic supersuities: 1 – Tamboril–Santa Quitéria, 2 – Rajada, 3 – Garrote–Serra Negra. **Syn- to late-orogenic supersuities:** 4 – Calcialcalina Conceição (4a – Conceição, 4b – Pedra Branca, 4c – Olhos D’Água, 4d – Tabira, 4e – Coronel João de Sá); 5 – Calcialcalina de médio a alto grau K Itaporanga (5a – Quixeramobim, 5b – Pereiro, 5c – Viçosa, 5d – Paraná, 5e – Patu, 5f – Catolé do Rocha, 5g – Pombal, 5h – Serra do João do Vale, 5i – Acari, 5j – Barcelona, 5k – Monte das Gameleiras, 5l – São Lourenço, 5m – Saboeiro – Aiuaba, 5n – Padre Marcos – Acaré, 5o – Simões, 5p – Araripina, 5q – Bodocó, 5r – Serra da Lagoinha, 5s – Itaporanga, 5t – Princesa Isabel, 5u – Tavares, 5v – Caruaru, 5x – Aroeira, 5z – Sítios Novos), 6 – Chaval; 7 – Peralcalina Catingueira (7a – Catingueira, 7b – Modema); 8 – Serrita (8a – Serrita, 8b – Salgueiro Oeste, 8c – Palmeiras). **Late- to post-orogenic supersuities:** 9 – Transicional Shonshonítica–Alcalina Teixeira–Solidão (9a – Teixeira, 9b – Solidão, 9c – Serra Branca); 10 – Calcialcalina de alto K Esperança (10a – Esperança, 10b – Campina Grande, 10c – Fazenda Nova); 11 – Peralcalina ultrapotássica Triunfo (11a – Triunfo, 11b – Serra do Man); 12 – Shonshonítica Salgueiro Leste – Terra Nova (12a – Salgueiro Leste, 12b – Terra Nova, 12c – Pajeú, 12d – Serra do Arapá, 12e – Toritama, 12f – Bom Jardim, 12g – Picuí, 12h – Serra do Catu); 13 – Peraluminosa Xingo (13a – Xingó, 13b – Ouro Branco), 14 – Alcalina Serra de Aldeia; 15 – Peralcalina ultrapotássica Caboclo. **Post-orogenic supersuities:** 16 – Subalcalina a alcalina Meruoca (16a – Meruoca, 16b – Mucambo); 17 – Subalcalina a alcalina Umarizal; 18 – Subalcalina a alcalina Prata

cuja composição varia de monzo a sienogranítica, a biotita, às vezes com muscovita e granada (Jardim de Sá, 1994). Possuem fácies migmatíticas, com freqüentes xenólitos das encaixantes. Também apresentam fácies pegmatóides, que sugerem sua afinidade com os pegmatitos mineralizados da Faixa Seridó. A Suíte Peralcalina Serra da Esperança, constituída por sienitos e quartzo sienitos contendo aegirina-augita e anfibólio, ocorre restritamente na *nappe* externa do Grupo Casa Nova da Faixa Riacho do Pontal, como pequenos *stocks* intrusivos nos metapelitos, em alojamento sin a tardi-TECTÔNICO (Jardim de Sá, 1994). Segundo esse autor, a idade isocrônica Rb-Sr de 555 Ma deve ser uma idade mínima ou próxima da intrusão do plúton e da própria tectônica de empurrões. A Suíte Peralcalina Catingueira consta de pequenos plútons e diques que ocorrem na Zona Transversal nas proximidades do Lineamento Patos e na Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste-Congo, onde é denominado de tipo Moderna. São quartzo-alcalifeldspato granito, quartzo sienito e sienito com aegirina-augita. A Suíte Chaval aflora em área restrita do extremo noroeste do Domínio Médio Coreau. Ela é constituída predominantemente de granodiorito, com litofácies subordinadas de quartzo-monzonito e quartzo-sienito, com textura porfirítica. Apresenta foliação milonítica nas bordas, a qual é atenuada em direção ao centro do corpo, onde se percebe apenas discreta orientação de fluxo magmático. Possui idade U-Pb de 591 Ma (Santos, 1999) e valores T_{DM} de 2,69 Ga, com ϵ_{Nd} negativo (-18,3), que sugere geração a partir de crosta retrabalhada.

Supersuíte Intrusiva Tardi a Pós-Orogênica

Congrega as suítes peraluminosa Xingó, alcalina com alto potássio – Esperança; transicional shoshonítica-alcalina – Teixeira-Solidão; shoshonítica – Salgueiro Leste-Terra Nova; ultrapotássica peralcalina – Triunfo e Caboclo; e a alcalina – Serra da Aldeia. A Suíte Peraluminosa Xingó, definida originalmente para o Terreno Canindé–Marancó, foi correlacionada a outros corpos graníticos da província a exemplo do plúton de Sítio dos Nunes (Subprovíncia da Zona Transversal) e de Ouro Branco (Terreno Pernambuco–Alagoas-leste). Essa Suíte é composta de leucogranitos/granodioritos, com granada, podendo predominar muscovita e/ou turmalina, com fácies migmatíticas. Os leucogranitos/granodioritos a biotita e muscovita que ocorrem na Faixa Sergipana/Subdomínio Macururé foram incluídos na Suíte Xingó. Entretanto, eles podem compor uma suíte independente exclusiva da faixa. No setor noroeste da faixa, ao norte do açude de Cocorobó, os leucogranitos possuem estrutura gnáissica e ocorrem como *sheets* intrusivas nos mica xistos do Grupo Macururé. Trata-se provavelmente de uma suíte sincolisional, talvez correlacionável aos ortognaisses tipo Rajada da Faixa Riacho do Pontal. A Suíte Alcalina com Alto Potássio Esperança foi identificada apenas na

Subprovíncia da Zona Transversal, composta pelos plútons de Esperança, Campina Grande e Fazenda Nova. É constituída de monzogranitos a monzonitos com megapórfiros de K-feldspato, englobando freqüentes enclaves de K-dioritos não cogenéticos. As idades U-Pb desta suíte variam de 581 Ma (Esperança e Campina Grande) a 588 Ma (Fazenda Nova). Os valores de ϵ_{Nd} compreendidos entre -24 e -19 e T_{DM} de ca. 2,0 Ga sugerem como fonte manto metassomatizado ou crosta continental inferior de idade paleoproterozóica (Guimarães *et al.* 1998). A Suíte Transicional Shoshonítica-Alcalina é representada pelos plútons de Teixeira, Solidão e Serra Branca na Zona Transversal, com composição variando de piroxênio leuco-sienogranito a sienito, com idade U-Pb de 570 Ma. Os valores de $T_{DM} > 2,2$ Ga e $\epsilon_{Nd} < -22$ são consistentes com um protólito crustal arqueano (Guimarães *et al.* 1998). A suíte de afinidade shoshonítica Salgueiro Leste-Terra Nova está preferencialmente representada na Zona Transversal e com menor freqüência nos terrenos Pernambuco–Alagoas (leste) e Canindé–Marancó. Também alguns corpos do subdomínio Macururé da Faixa Sergipana foram incluídos nesta suíte: são sienitos, quartzo-sienitos e sienogranitos com freqüentes enclaves cogenéticos de sienito máfico a monzonito. Guimarães *et al.* (1998) fazem referência à idade U-Pb de 592 Ma (plútons Bom Jardim, Toritama e Pajeú) e T_{DM} com valores entre 1,7 e 2,0 Ga. A Suíte Ultrapotássica Peralcalina Triunfo ocorre predominantemente na Zona Transversal, com os principais plútons concentrados nas imediações da Zona de Cisalhamento Fernandes Vieira, constituindo a *syenitoid line*, de Sial (1987). O Batólito Triunfo, expressivo representante desta suíte, compõe-se de aegirina-augita e richterita álcalfeldspato-sienito. Ocorrem inclusões de mica (flogopita rica em F) piroxenito interpretadas como fragmentos oriundos da fonte desse magma, no manto litosférico; e de piroxenito alcalino. Isócrona Rb-Sr neste corpo sugere idade de ca. 583 Ma e T_{DM} entre 2,7 e 1,9 Ga, refletindo a influência de uma crosta arqueana e paleoproterozóica (Santos e Medeiros, 1997). Na Faixa Riacho do Pontal, a Suíte Caboclo, segundo Ferreira *et al.* (1995), mostra afinidades com os sienitos ultrapotássicos Triunfo. Ferreira *et al.* (1998) citam idade-modelo T_{DM} de 1,81 Ga e sugerem que estas rochas seriam originadas de uma fonte predominantemente mantélica, com contribuição crustal, composta por mistura de materiais paleoproterozóico e mesoproterozóico. Ainda na Faixa Riacho do Pontal ocorre a Suíte Alcalina Serra da Aldeia que compreende granito rapakivi, granito alcalifeldspático, quartzo-monzonito, granodiorito, sienito e granito subvulcânico, com características de granitos tipo-A.

Supersuíte Intrusiva Pós-Orogênica

As principais representantes são as suítes subalcalinas a alcalinas Meruoca, Umarizal e Prata, e enxames de diques e pegmatitos. A Suíte Meruoca compreende os plútons Meruoca,

Mocambo e Serra da Barriga. O Batólito Meruoca possui uma fácies granítica com fayallita e outra alcalifeldspato-granito com biotita rica em Fe; localmente, quartzo sienito com aegirina ou riebeckita. As suítes Umarizal e Prata são consideradas cronocorrelatas: a primeira ocorre no Terreno Rio Piranhas e é representada por algumas intrusões isoladas. O Batólito Umarizal, que ocorre próximo à Zona de Cisalhamento Portalegre, é constituído por fayallita ou ferro-hiperstênio sienogranito e sienito com magnetita. A Suíte Prata, localizada na Zona Transversal, está representada pelo Batólito Prata (sienogranitos crustais comagmáticos com basalto e dacito) e alguns *stocks* e diques aparentemente controlados por um estágio rúptil da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira (Ferreira e Santos, 2000). O tipo Prata, considerado como granito intraplaca, possui idade-modelo $T_{DM} > 2,2$ Ga e o $\epsilon_{Nd} < -22$, o que sugere fonte crustal paleoproterozóica. As idades da supersuíte variam de 532 Ma U-Pb para o Meruoca (Fetter, 1999) a 540–520 Ma U-Pb para o tipo Prata (Guimarães *et al.* 1998).

Evolução Geológica

Arqueano

O embasamento da Província Borborema tem sua história relacionada à evolução do supercontinente Atlântica e inclui pequenos núcleos arqueanos e faixas paleoproterozóicas, notadamente na Subprovíncia Setentrional. Remanescentes de segmentos crustais do Paleó e do Mesoarqueano, segundo os registros atuais, só estão preservados no Terreno São José do Campestre do Domínio Rio Grande do Norte, onde se distingue o núcleo primitivo Bom Jesus–Presidente Juscelino. As rochas mais antigas são os ortognaisses tonalíticos da unidade Bom Jesus, com 3,4 Ga, derivados de uma antiga crosta siálica ou de um manto enriquecido em $>3,5$ Ga. Grande parte desse núcleo, porém, é dominado por rochas mesoarqueanas do Complexo Presidente Juscelino, com idades entre 3,25 e 3,08 Ga, originadas de uma fonte crustal antiga. O primeiro testemunho de crosta juvenil aparece no Complexo Brejinho, há 3,17 Ma. O Complexo Máfico Intrusivo Senador Elói de Souza possui um protólito granulítico e pode ser tanto uma intrusão brasileira com zircões herdados arqueanos, como uma intrusão arqueana com 3,0 Ga e metamorfismo Brasileiro. O núcleo arqueano embrionário foi submetido a diversos eventos tectônicos, que promoveram o crescimento ou o retrabalhamento desses terrenos subseqüentes. Esses processos culminaram com o plutonismo sienogranítico tardi a pós-orogênico São José do Campestre, no final do Arqueano, com idades entre 2,68 e 2,65 Ga e idades-modelo T_{DM} em torno de 3,2 Ga, consistente com crosta antiga retrabalhada. O Neo-arqueano está preservado também no Bloco Tróia–Pedra Branca que

constitui um terreno granito-*greenstone*. As unidades Tróia e Pedra Branca têm características de crosta juvenil com idade U-Pb entre 2,67 e 2,85 Ga e idade-modelo T_{DM} entre 2,81 e 3,04 Ga, envolvidas em colagem paleoproterozóica.

O Terreno Granjeiro pode representar uma extensão do Terreno São José do Campestre, embora não haja registros de rochas mais antigas que 2,54 Ga. Por outro lado, a presença de zircões clásticos no Complexo Lavras de Mangabeira com 3,2 Ga (Silva *et al.* 1997a) sugere a ocorrência de rochas com esta idade, o que induz à existência de um núcleo antigo, talvez similar ao núcleo Bom Jesus–Presidente Juscelino do Terreno São José do Campestre. Segundo Fetter (1999), trata-se de um evento acrescionário, pois as idades-modelo T_{DM} são estreitamente próximas da idade U-Pb SHRIMP.

Paleoproterozóico – Orogêneses Riacciana

A evolução paleoproterozóica inicia-se no Sideriano, na Subprovíncia Setentrional–Domínio Médio Coreau–Terreno Granja. Trata-se de um evento acrescionário (Complexo Granja) de idade U-Pb *ca.* 2,35 Ga (Santos, 1999), que ocorre a oeste da Faixa Martinópole–Ubajara, com retrabalhamento nos eventos orogênicos do Riacciano e Brasileiro.

As faixas móveis paleoproterozóicas filiadas às orogêneses do ciclo Riacciano (2,25 Ga a 2,05 Ga) deste segmento setentrional estão representadas no Domínio Ceará Central pela Faixa Ceará Central cujos ortognaisses granítico-granodioríticos e migmatitos da Unidade Canindé foram formados e metamorfisados entre 2,15–2,10 Ga (U-Pb, Fetter, 1999) e parecem corresponder à unidade mais inferior do Complexo Ceará. Nos terrenos Rio Piranhas e São José do Campestre, ocorreu a acresção dos arcos magmáticos Caicó–São Vicente (2,24 e 2,16 Ga) e Santa Cruz-Serrinha Pedro Velho (2,27 a 2,06 Ga), que foram anexados aos blocos continentais durante a colagem orogênica Riacciana que pode ter soldado os dois núcleos (Dantas, 1997). Ter-se-ia então formado uma vasta massa continental com a união dos atuais domínios Rio Grande do Norte e Médio Coreau–Ceará Central, que seria afetada por um evento extensional (Inharé) pós-orogênico. A soldagem dos blocos pode ter sido consolidada no episódio colisional, documentado pelos granitóides da suíte Poço da Cruz ou G2, preservados no Terreno Rio Piranhas (Ferreira e Santos, 2000).

Essa placa paleoproterozóica foi fragmentada no final do paleoproterozóico (Tafrogênese Estateriana); porém, durante o Mesoproterozóico, formou uma blindagem crustal térmica e esteve sob contínua extensão e afinamento crustal, sem se romper. Esses eventos extensionais estateriano-calimínicos deram origem ao rifte Jaguaribeano (bacia ensiálica caracterizada por assembléia plutono-vulcanossedimentar, de idade U-Pb situada entre 1,8 e 1,6 Ga) na Subprovíncia Setentrional e às intrusões anorogênicas (1,71 e 1,52 Ga) nos

terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe, da Subprovíncia da Zona Transversal.

Meso-Neoproterozóico – Orogênese Cariris-Velhos

A Província Borborema registra evidências de uma orogenia mesoproterozóica, que ocorreu no intervalo de *ca.* 1,08 a 0,95 Ga, que vem sendo denominada de evento/orogenia/ciclo Cariris–Velhos (Brito Neves *et al.* 1995b). Entretanto, Neves e Mariano (2001) interpretam o evento Cariris–Velhos como um episódio de rifteamento. Neste trabalho utiliza-se o termo Orógeno Cariris–Velhos para designar o produto dessa orogenia Cariris–Velhos ou Caririana (Grenvilliana).

O Orógeno Cariris–Velhos é uma entidade com 800 km de extensão e largura variável desde 300 km em sua parte central a 50 km em sua extremidade oeste. Compreende vários segmentos crustais denominados de terrenos Alto Pajeú, Alto Moxotó, Rio Capibaribe, Pernambuco–Alagoas, Canindé–Marancó e Paulistana–Monte Orebe (Santos, 1996), sempre delimitados por falhas ou zonas de cisalhamento de expressão regional (Fig. V.9). Alguns destes constituem *inliers* de embasamento paleoproterozóico envolvidos na deformação Caririana, a exemplo dos terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe e do segmento oeste do Terreno Pernambuco–Alagoas.

O limite setentrional do orógeno é marcado pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo que se conecta com os lineamentos Patos e Pernambuco, no domínio da Zona Transversal, enquanto o limite meridional é marcado pela zona de cisalhamento Macururé–Riacho Seco que se conecta com a Zona de Cisalhamento Belo Monte–Jeremoabo (Fig. V.11). Essas zonas foram retrabalhadas pelas orogêneses Brasilianas (Santos e Medeiros, 1998) relacionadas à formação do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.* 1975a), em regime transcorrente dextral.

O Orógeno Cariris–Velhos apresenta uma organização interna, mostrada de forma simplificada na Fig. V.10, que compreende os setores informalmente denominados de setentrional, central e meridional. O **setor setentrional** é representado pelo Terreno Alto Pajeú, uma faixa metavulcanossedimentar que encerra os complexos Salgueiro–Riacho Gravatá e São Caetano, cujas idades U-Pb obtidas em metarriolito e metatufo variam de 950 Ma a 1,08 Ga (Van Schmus *et al.* 1995b; Brito Neves *et al.* 1995b; Santos *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 2000). Essa seqüência supracrustal está empilhada tectonicamente (Santos *et al.* 2001) com ortogneisse granodiorítico a monzogranítico, protomilonítico a milonítico, peraluminoso, que constitui a Suíte leucogranítica-migmatítica Recanto/Riacho do Forno. Esta suíte corresponde aos granitos sintangenciais da fase colisional do orógeno com idades U-Pb que variam de 1,03 Ga até 925 Ma (Van Schmus *et al.* 1995b, Santos *et al.* 1995; Santos *et al.* 2001 e Brito Neves *et al.* 2001).

O **setor central** é representado por *inliers* do embasamento que compreende ortogneisses paleoproterozóicos (complexos Floresta, Afogados da Ingazeira, Cabaceiras, Salgadinho e Belém do São Francisco), remanescentes de rochas arqueanas (Complexo Riacho Seco) e rochas supracrustais paleoproterozóicas (Complexo Sertânia) e mesoproterozóicas (complexos Vertentes, Lagoa das Contendas, Surubim–Caroalina). Inclui os terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe, definidos por Santos (1996) e Santos e Medeiros (1997), e, adicionalmente, o Terreno Pernambuco–Alagoas (oeste). Este último, com idade U-Pb SHRIMP em torno de 2,07 Ga (Silva *et al.* 2002d), com base em recente determinação no Complexo Belém do São Francisco, na área-tipo, a oeste da Bacia de Tucano.

Os Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe foram intrudidos por corpos gabro-anortosíticos (Boqueirão e Passira) e de granito tipo A da Suíte Serra de Taquaritinga (ortogneisse granodiorítico e augengneisse granítico). Essas suítes fazem parte do evento magmático intraplaca que acompanhou a tafrogênese Estateriana-Calimiana, conforme indicam as idades U-Pb de 1,72 Ga no metanortosito (Accioly, 2000) e 1,52 Ga no augengneisse (Sá *et al.* 1997). Elas comprovam que os terrenos Alto Moxotó–Rio Capibaribe participaram da fase tafrogênica que precedeu a abertura oceânica e correspondem a blocos dispersados no processo de deriva. O Terreno Pernambuco–Alagoas é um domínio tectonicamente indefinido. Segundo Sato (1998), a leste da bacia de Tucano, as idades-modelo T_{DM} no Terreno/Maçiço Pernambuco–Alagoas distribuem-se no intervalo de 1,9–1,17 Ga, com a maioria indicando acreção manto/crosta no Mesoproterozóico. Nesta mesma região, Silva Filho *et al.* (2002) obtiveram idades-modelo T_{DM} em batólitos graníticos neoproterozóicos, formados por múltiplas intrusões, e caracterizaram duas populações de T_{DM} : uma no intervalo de 1,8–2,4 Ga e outra no intervalo de 1,5–1,0 Ga. Segundo esses autores, a primeira população indica fonte paleoproterozóica e a segunda sugere fonte mesoproterozóica ou, alternativamente, mistura de fonte mantélica neoproterozóica com material crustal mais antigo, paleo ou mesoproterozóico. Esses dados sugerem que o Terreno Pernambuco–Alagoas é um domínio policíclico, que foi afetado pelas orogêneses Cariris–Velhos e Brasiliana, e preserva remanescentes de rochas arqueanas e paleoproterozóicas.

O **setor meridional** do Orógeno Cariris–Velhos é representado por associações de rochas metavulcanossedimentares que incluem rochas plutônicas máfico-ultramáficas, denominadas de complexos Canindé, Marancó, Monte Orebe e Brejo Seco, todas elas relacionadas a terrenos de acreção juvenil, interpretados como remanescentes de arcos-de-ilhas ou relíquias de crosta oceânica, conforme abordado em item anterior deste subcapítulo.

As rochas supracrustais e infracrustais do Orógeno Cariris–Velhos foram submetidas a metamorfismo de fácies anfíbolito

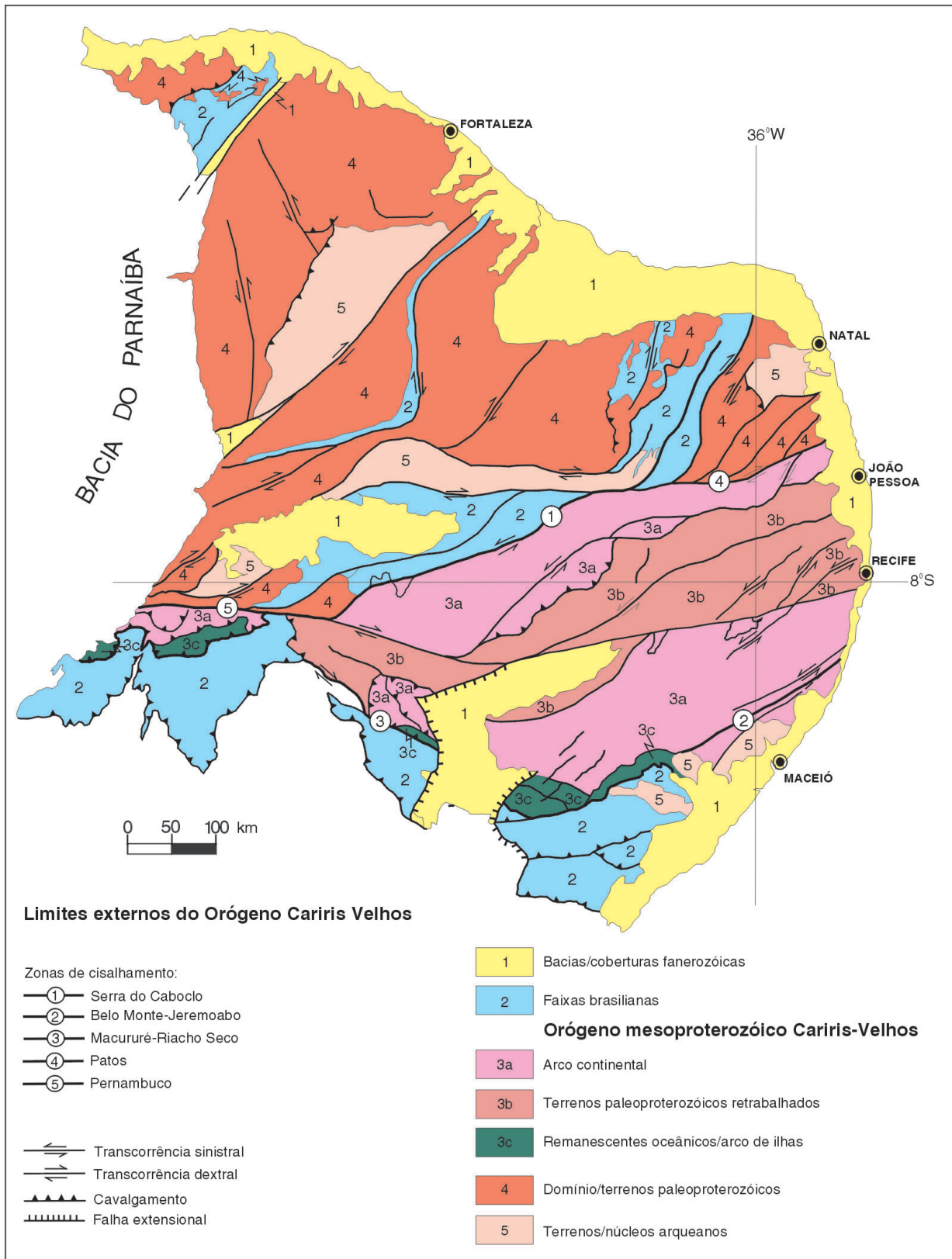


Figura V.11 – O Orógeno Cariris-Velhos no contexto da Província Borborema

Figure V.11 – Cariris-Velhos Orogen in the context of the Borborema Province

alto e a intensa deformação tangencial, com transporte tectônico para NW e NNW. As foliações S1/S2 geradas neste evento compressivo foram transpostas e redobradas pelas zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras (Santos, 1995; Santos *et al.* 2001). Estudos realizados na faixa Piancó–Alto Brígida por Bittar (1998) revelaram dois eventos distintos de deformação D₁/D₂ e D₃. O mais antigo é essencialmente contraccional com transporte tectônico para NW e metamorfismo associado de alta pressão (8 a 9 kbar). O mais jovem D₃ é caracterizado por zonas de cisalhamento transcorrente E–W e NE–SW, bem como por empurrões com transporte para sudeste e leste, e por metamorfismo em condições de baixa pressão (em torno de 4 kbar). Os eventos D₁/D₂ estão relacionados à orogênese Cariris–Velhos, enquanto o evento D₃, que afeta apenas a unidade neoproterozóica Grupo Cachoeirinha, está relacionado a eventos do Ciclo Brasileiro (Santos *et al.* 2001)

Em resumo, o Orógeno Cariris–Velhos é constituído por segmentos crustais meso-neoproterozóicos e paleoproterozóicos tectonicamente imbricados. Essas fatias de terrenos estão limitadas por zonas de cisalhamento regionais de direção NE–SW, que, durante a colisão Caririana, atuaram como superfícies de cavalgamento com transporte tectônico para NW e desenvolveram um sistema de *nappes* empilhados, que, por seu turno, gerou grande espessamento crustal e metamorfismo de alta pressão da fácies anfíbolito alto. Durante o evento orogênico Brasileiro II, a partir de 650 Ma, essas zonas de cisalhamento foram retrabalhadas por tectônica transcorrente de direção E–W.

Neoproterozóico – Orogêneses Brasileiras

A colagem Brasileira foi responsável pela estruturação final da Província Borborema.

Durante o Brasileiro I (Criogeniano), no âmbito do Domínio Médio Coreá (Subprovíncia Setentrional), ocorre a implantação de uma bacia de margem passiva rifteada no período compreendido entre 808 e 775 Ma (U-Pb) correspondente à Faixa Martinópole–Ubajara. Seus litótipos constituintes foram submetidos, por volta de 650 Ma, a um regime convergente. Ainda no Criogeniano, um novo episódio extensional teria ocorrido possivelmente há 750 Ma, com a formação de uma margem continental passiva, representada por uma sedimentação pelito-carbonática proximal e turbidítica distal, das faixas Sergipana e Riacho do Pontal. Na Faixa Riacho do Pontal, um evento colisional, envolvendo a crosta Cariris–Velhos recém-formada e a margem do Cráton do São Francisco, gerou os granitos crustais peraluminosos, sincolisionais, associados a empurrões, intrusivos em torno de 668 Ma (isócronas Rb-Sr). Nas *nappes* externas da faixa, sienitos peralcalinos de idade isocrônica Rb-Sr de 555 Ma intrudem mica xistos em alojamento sin a tarditectônico. Segundo Jardim

de Sá (1994) essa idade pode ser considerada uma estimativa mínima ou muito próxima da intrusão do plúton e da própria tectônica de empurrão. O último episódio tectônico de caráter extensional ocorre a 720 Ma, com a formação da bacia de retroarco Irajá, na Zona Transversal.

O Brasileiro II (640–610 Ma), no Domínio Rio Grande do Norte, inicia-se mediante a formação de um rifte na placa paleoproterozóica que teria evoluído até uma margem continental, com a deposição de parte do Grupo Seridó. A parte superior deste grupo deve ter-se depositado concomitantemente ao sistema orogênico Brasileiro II, após *ca.* 647 Ma (U-Pb SHRIMP, em zircão detrítico), que culminou com a formação de um cinturão de cisalhamento transcorrente (Faixa Seridó), em regime transpressivo em sua parte central e oeste, e transtrativo na parte leste-sudeste. Um expressivo plutonismo granítico sin a tardiorogênico calcialcalino rico em K e peraluminoso deu origem a dezenas de intrusões graníticas, que parecem responsáveis pelos jazimentos minerais de W e Au nos *skarns*, bem como pela grande diversidade de jazimentos minerais, hidrotermal e pegmatítico, dessa faixa. Na Subprovíncia da Zona Transversal, a Faixa Cachoeirinha, segundo dados isotópicos U-Pb SHRIMP, em zircões detríticos, tem idade máxima no intervalo 630–620 Ma. Para Medeiros *et al.* (2001) a formação superior Serra do Olho d'Água ter-se-ia depositado sintectonicamente em bacia do tipo *pull-apart* ou *piggy-back*. A Formação Santana dos Garrotes provavelmente foi depositada no Brasileiro I, há cerca de 730 Ma.

Concomitantemente à colisão oblíqua da Faixa Sergipana, desenvolveu-se na Zona Transversal uma tectônica de escape, que gerou a rede anastomosada de zonas de cisalhamento transcorrente, em um estilo dominó. É possível que a evolução final do Neoproterozóico esteja em grande parte associada a este cinturão de cisalhamento, desenvolvendo-se bacias preenchidas por sedimentos “flyschóides” e uma variada granitogênese, entre 640 e 540 Ma.

Província Tocantins

A Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.* 1977), localizada na região central do Brasil, constitui um sistema de orógenos brasileiros, caracterizados por cinturões de dobras e empurrões denominados de faixas Brasília, Paraguai e Araguaia, resultantes da convergência e colisão de três blocos continentais: Cráton Amazonas, a oeste; Cráton São Francisco, a leste; e Cráton Paranapanema, a sudoeste, encoberto pelas rochas da Bacia do Paraná.

O embasamento da província é composto por terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, anteriormente atribuídos ao Maciço Mediano de Goiás (Almeida, 1967), retrabalhados durante o Ciclo Brasileiro.

Nesse contexto, Fuck *et al.* (1993) e Fuck (1994) propuseram a compartimentação da Província Tocantins nas seguintes unidades tectônicas: Zona Cratônica, Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Arco Magmático do Oeste de Goiás e Faixa Paraguai–Araguaia. Nessa proposta, individualizaram o Maciço de Goiás como um microcontinente envolvido nos processos colisionais brasileiros e destacaram deste uma faixa de acreção crustal Neoproterozóica, denominada de Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 1991a; Pimentel e Fuck, 1994). Esses autores identificaram na Faixa Brasília dois segmentos distintos (zonas externa e interna) que se diferenciam pela intensidade deformacional a que foram submetidos e por apresentarem polaridade metamórfica crescente em direção à zona interna da faixa.

No Estado de Goiás, Lacerda Filho *et al.* (1999) apresentaram compartimentação tectônica da Província Tocantins, na qual individualizaram os seguintes terrenos de idades distintas, que se amalgamaram durante a colagem brasileira: Terreno Granito–*Greenstone* e Rifte Intracontinental, representados pelas entidades mais antigas, de idade arqueana a paleoproterozóica, envolvidas nos processos tectônicos brasileiros; Faixas de Dobramentos (Brasília, Paraguai e Araguaia); Arco Magmático de Goiás; Coberturas Cratônicas Neoproterozóicas; e Coberturas Fanerozóicas, representadas pelas bacias do Paraná, Espigão-Mestre e pelos sedimentos das formações superficiais (Bacia do Bananal).

Pimentel *et al.* (2000) reconheceram os seguintes domínios pré-cambrianos na parte central da Província Tocantins: Terreno Arqueano Crixás–Goiás, interpretado como pequeno bloco continental alóctone; Embasamento Siálico Paleoproterozóico, representado por ortognaisses e seqüências metavulcanossedimentares, na região de Almas–Dianópolis; o Complexo de Alto Grau Anápolis–Itauçu; Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados Paleo-mesoproterozóicos (Barro Alto, Niquelândia, Canabrava) e seqüências metavulcanossedimentares associadas; e Arco Magmático de Goiás, do Neoproterozóico.

Neste trabalho, reunindo as informações geológicas, geocronológicas e gravimétricas disponíveis, são identificados os seguintes domínios tectônicos na Província Tocantins: 1) Terrenos Granito-*Greenstone* Arqueanos e Domos TTG (Bloco Crixás–Goiás e Domo Gnáissico de Colméia); 2) Domínio Porto Nacional–Nova Crixás (remanescentes de Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico); 3) Faixa Móvel Paleoproterozóica Dianópolis–Silvânia; 4) Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados de Goiás (Canabrava, Niquelândia e Barro Alto); 5) Bacia Rifte Paleoproterozóica (grupos Araí–Serra da Mesa); 6) Remanescentes de Crosta Oceânica (Domínio Palmeirópolis-Juscelândia); 7) Orógenos Brasileiros (faixas Paraguai, Araguaia e Brasília, e Arco Magmático de Goiás); e 8) Terreno de Significado Tectônico Duvidoso (Fig. V.12).

Terrenos Granito-*Greenstone* Arqueanos e Domos TTG

O registro litotectônico mais antigo da Província Tocantins é do Mesoarqueano (2,88 a 2,84 Ga) e corresponde a bloco alóctone, formado por terrenos granito-*greenstone* e domos TTG, com associações vulcanossedimentares de ocorrência restrita, preservadas em calhas sinformais.

O Bloco Crixás-Goiás ocupa área aproximadamente elíptica, com eixo principal NE/SW, localizada entre as cidades de Crixás e Goiás. O Bloco é constituído pelos complexos granito-gnáissicos de Uvá, Caiçara, Anta (Gnaiss Crixás-Açu, Tonalito Tocambira, Gnaiss Águas Claras), Caiamar, Moquém e Hidrolina (Jost *et al.* 1999) com idades U-Pb em zircão variando de 2,84 a 2,70 Ga (Queiroz *et al.* 1999; Pimentel *et al.* 2000) e por estreitas faixas de seqüências tipo *greenstone belt* (grupos Crixás, Pilar de Goiás, Guarinos e Goiás Velho), com idades Pb-Pb de 2,86 e 2,72 Ga (Arndt *et al.* 1989; Moura, 1992). As seqüências estratigráficas dessas faixas exibem, na unidade inferior, rochas metavulcânicas ultramáficas komatiíticas e tholeiíticas (Sabóia, 1979; Kuyumjian e Dardenne, 1982); na unidade intermediária, predomínio de metabasaltos tholeiíticos almofadados; e, na unidade superior, rochas metassedimentares químicas e detríticas, às vezes com rochas piroclásticas associadas (Sabóia, 1979; Kuyumjian, 1981; Danni *et al.* 1986; Danni e Jost, 1986; Jost e Oliveira, 1991; Danni, 1988; Pulz, 1990; Fortes, 1991; Magalhães, 1991; Fortes e Nilson, 1991; Magalhães e Nilson, 1993). Capeando em discordância nessas seqüências, ocorre a unidade sedimentar clástica da Seqüência Serra do Cantagalo e a unidade sedimentar exalativa (*sedex*) da Seqüência Morro Escuro, que marcam o fim da evolução dessas seqüências arqueanas.

A relação de contato entre os domos gnáissicos e os *greenstone belts* geralmente é tectônica, marcada por zonas de cisalhamento dúcteis oblíquas de direção em torno de NW–SE e contracionais de alto e baixo ângulo. Entretanto, no Tonalito Tocambira, observam-se contatos típicos de intrusão (Jost *et al.* 1995).

Esses terrenos também são encontrados em pequenas áreas na porção centro-norte da Faixa Araguaia, representados pelos domos gnáissicos Colméia, Lontra, Grota Rica e Xambioá, com idades U-Pb e Pb-Pb variando entre 2,87 a 2,84 Ga (Moura, 1992; Moura e Gaudete, 1999).

Entre as seqüências *greenstone belt* apenas os metakomatiitos do Grupo Crixás foram datados e forneceram idades isocrônicas Sm-Nd de $2,82 \pm 0,098$ Ga, e Pb-Pb de $2,72 \pm 0,140$ Ga (Arndt *et al.* 1989), e isócrona Sm-Nd de $3,00 \pm 0,09$ Ga (Fortes *et al.* 2002), indicando idade mais antiga.

Dados isotópicos obtidos em titanita do Gnaiss Crixás-Açu (Bloco de Uvá) revelam idades U-Pb de 2,71 e 2,01 Ga (Pimentel *et al.* 2000), que podem representar respectivamente o metamorfismo dos eventos Jequié e Transamazônico que

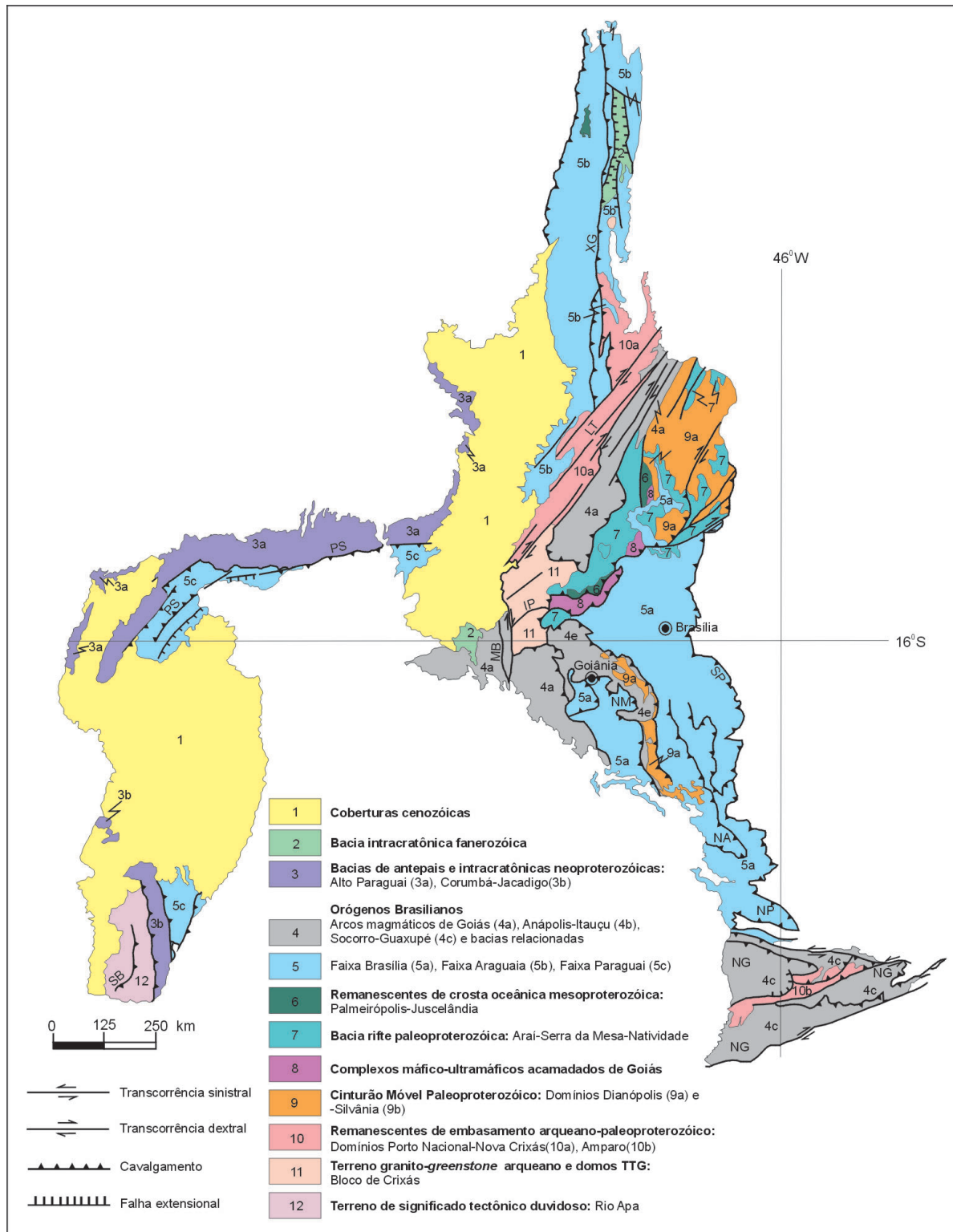


Figura V.12 – Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins. XG – Sistema Xambioá–Gurupi; LT – Lineamento Transbrasiliano; IP – Inflexão dos Pirineus; MB – Lineamento Morporá–Novo Brasil; NM – *Nappe* Maratá; SP – Sistema Paraná; NA – *Nappe* de Araxá

Figure V.12 – Tectonic domains and main structures of the Tocantins Province. XG – Xambioá–Gurupi Province; LT – Transbrasiliano Lineament; IP – Pirineus Inflexion; MB – Lineamento Morporá–Novo Brasil; NM – *Nappe* Maratá; SP – Sistema Paraná; NA – *Nappe* de Araxá

atuaram na região. A idade U-Pb de 590 ± 10 Ma (Queiroz *et al.* 1999), em zircão metamórfico de gnaiss granodiorítico do Bloco Moquém, que intrude metabasaltos do Grupo Guarinos, registra o evento colisional do Brasileiro.

Domínio Porto Nacional – Nova Crixás (Remanescente do Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico)

Esse Domínio compreende faixa de direção NE–SW de gnaisses de médio a alto grau metamórfico, denominado de Domínio Porto Nacional–Nova Crixás. Essa faixa, que ocorre a oeste de Porangatu e estende-se para nor-nordeste até a região de Porto Nacional, constitui o embasamento das rochas metassedimentares neoproterozóicas da Faixa Araguaia.

Fuck *et al.* (2001), com base em dados isotópicos U-Pb SHRIMP e Sm-Nd, subdividem os terrenos do sudeste do Estado de Tocantins em três blocos crustais: Arraias–Natividade (2,4 Ga), Porto Nacional (2,2 Ga) e Arco Magmático de Goiás (0,8 Ga). Segundo esses autores, os terrenos de Porto Nacional são constituídos pelas rochas dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues e pelos gnaisses que se estendem para SW, em direção à região de Alvorada.

Nesse contexto, a unidade tectônica denominada Domínio Porto Nacional–Nova Crixás é representada pelas seguintes unidades: (i) gnaisses e granulitos do Complexo Porto Nacional, gerados a temperaturas de 760 a 860°C e pressões de 6,0 a 8,7 kbar, a uma profundidade média em torno de 30 a 35 km (Gorayeb, 1996); (ii) ortognaisses e rochas calcissilicáticas do Complexo Rio dos Mangues e Ortognaisse Pontal (2,10 Ga); os dados isotópicos dos dois complexos apresentam idades U-Pb SHRIMP de 2,2 Ga (Fuck *et al.* 2001) e U-Pb de 2,15 Ga (Gorayeb *et al.* 2000), Complexo Granulítico Porangatu com idade isocrônica Sm-Nd de 3,0 Ga (Pimentel *et al.* 1998a); (iii) as seqüências metavulcanossedimentares Rio do Coco e Serra do Tapa, esta última com idade Pb-Pb de 2,05 Ga (Gorayeb *et al.* 2001) e os granitóides da Suíte Serrote, de ambiente extensional, com idade 1,85 Ga (Souza e Moura, 1996).

A estruturação desse domínio é assinalada por importante sistema transcorrente de natureza dúctil-rúptil, com componente de movimento dextral ao longo da direção N20°–30°E, subparalelo ao *trend* do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.* 1975a).

A Seqüência Metavulcanossedimentar Serra do Tapa está embutida tectonicamente nas rochas do Grupo Baixo Araguaia, sendo balizada por grandes falhas de empurrão com direção N–S, relacionada a colisão oblíqua contra o Cráton Amazonas (Costa *et al.* 1988; Abreu *et al.* 1994). O estágio compressional envolveu transporte tectônico para WNW, com falhas de direção WNW–ESE, funcionando como zonas de cisalhamentos transcorrentes sinistrais.

Faixa Móvel Paleoproterozóica Dianópolis– Silvânia

A Faixa Móvel Paleoproterozóica Dianópolis–Silvânia compreende um segmento de crosta continental que constitui o embasamento da Faixa Brasília, situada na porção leste dos estados de Goiás e Tocantins (Fig. V.12). Essa faixa encerra: (i) os complexos de ortognaisses graníticos de Almas–Cavalcante; (ii) as seqüências metavulcanossedimentares (Riachão do Ouro, São Domingos e Silvânia) e a Formação Ticunzal; e (iii) ortognaisses migmatíticos e granitóides intrusivos. No contexto dessas unidades litoestratigráficas são identificadas associações litotectônicas que caracterizam uma margem ativa de placa.

A região nordeste de Goiás e a sudeste do Tocantins estão caracterizadas por estreitas faixas de rochas supracrustais, orientadas nas direções N20°E e N20°W, representadas pelas seqüências vulcanossedimentares Riachão do Ouro (Correia Filho e Sá, 1980; Costa, 1984; Cruz e Kuyumjian, 1998), São Domingos (Teixeira *et al.* 1982; Faria *et al.* 1986) e Formação Ticunzal (Marini *et al.* 1978; Danni e Fuck, 1981). Apresentam-se intrudidas por suítes graníticas TTG, de afinidade calcialcalina (Cruz, 1993) do Complexo Almas–Cavalcante, que incluem os ortognaisses dos terrenos Almas–Dianópolis (Correia Filho e Sá, 1980; Costa, 1984; Cruz, 1993; Cruz e Kuyumjian, 1998), com idades U-Pb SHRIMP de 2,2 e 2,4 Ga (Cruz *et al.* 2000; Fuck *et al.* 2001), Almas–Conceição do Tocantins (Padilha, 1984), Arraias–Natividade (Fuck *et al.* 2001) e Cavalcante–Teresina de Goiás–Nova Roma (Botelho, 1992; Botelho *et al.* 1993).

O Complexo Almas–Cavalcante representa a unidade paleoproterozóica mais extensa desse domínio e consiste em duas suítes TTG (Cruz, 1993): i) uma, a hornblenda, mais antiga, derivada do manto e intrusiva na seqüência metavulcanossedimentar Riachão do Ouro; e ii) a outra, a biotita, mais jovem, de baixo Al, derivada de fusão parcial de metabasalto (Cruz e Kuyumjian, 1996). Ambas são intrudidas por corpos de granitos metaluminosos a peraluminosos. Associam-se a esses terrenos as rochas do Complexo Granulítico Uruaçu corpos máfico-ultramáficos e granitos paleoproterozóicos.

Esses terrenos também são encontrados na região central do Cinturão Brasília, entre Itaguara e Pires do Rio, representados pelo Arco-Magmático Silvânia (Fischel *et al.* 2001), que engloba a Seqüência Silvânia (Valente, 1986) e a Associação Ortognáissica Migmatítica (Lacerda Filho e Oliveira, 1995) com idades U-Pb SHRIMP de 2,11 Ga e 2,08 Ga, respectivamente (Fischel *et al.* 2001).

As seqüências metavulcanossedimentares, em geral, distribuem-se de forma descontínua e consistem as seguintes associações litotectônicas: (i) associação metavulcanossedimentar (*e.g.* Grupo Riachão do Ouro) em que dominam

rochas metavulcânicas máficas (com ultramáficas subordinadas), constituída de metabasaltos com estruturas *pillow* e tremolita-clorita xistos, de afinidade tholeiítica a komatiítica (Cruz e Kuyumjian, 1996), que pode ser interpretada como remanescente de crosta oceânica da fase extensional, pré-orogênica; e (ii) associação metavulcanossedimentar (e.g. Silvânia, São Domingos) em que dominam as rochas metavulcânicas félsicas e seus derivados vulcanoclásticos, que compreendem metandesito, metadacito, metabasalto, anfibólio xisto, quartzo-feldspato xisto, feldspato xisto, carbonato xisto, grafita xisto, metatufo, filito, quartzito ferruginoso, BIF e mármore. Nessa associação, considerada como de ambiente de arco de ilhas, os metabasaltos mostram afinidade tholeiítica a calcialcalina (Freitas e Kuyumjian, 1995).

No segmento setentrional da Faixa Móvel Paleoproterozóica Dianópolis–Silvânia, no domínio do Complexo Almas–Cavalcante, a deformação apresenta natureza dúctil e dúctil-rúptil, materializada em três sistemas principais de zonas de cisalhamentos transcorrentes de alto ângulo, com direções N10°–20°W, N0°–20°E e N20°–30°E, balizadas por faixas de milonitos e ultramilonitos. Segundo Cruz (1993), essa tectônica transcorrente instalou-se durante o primeiro evento metamórfico, no intervalo de temperatura e pressão entre 576 ± 46 e $632 \pm 60^\circ\text{C}$ e de $3,9 \pm 2$ a $4,4 \pm 2$ kbar e propõe evolução metamórfica e deformacional relacionada a evento de colisão oblíqua entre duas placas, finalizando o evento de subducção que originou as suítes TTG1 (a hornblenda) e TTG2 (a biotita). O elevado gradiente geotérmico em ambiente de arco magmático seria então responsável pela alta razão T/P do segundo evento metamórfico.

No segmento meridional, na região de Silvânia, o estilo deformacional é marcado pela convergência e colisão entre blocos litosféricos da infra-estrutura e supra-estrutura transportados e projetados em direção ao Cráton São Francisco, ocasionando uma fase tectônica transcorrente sinistral de direção em torno de N50°W, de natureza dúctil, responsável pelo paralelismo das unidades geológicas e de desenvolvimento de faixas miloníticas a ultramiloníticas.

Em resumo, os dados geológicos, geoquímicos e isotópicos (U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd) das associações litotectônicas, identificadas em domínios autóctones e em terrenos alóctones paleoproterozóicos caracterizam a seguinte evolução tectono-magmática para a Faixa Móvel Paleoproterozóica Dianópolis–Silvânia: (i) vulcanismo máfico-ultramáfico, tholeiítico-komatiítico, pré-orogênico, de seqüência metavulcanossedimentar (Grupo Riachão do Ouro), interpretada como remanescente de crosta oceânica, com idade mínima de 2,27 Ga; (ii) suíte TTG intra-oceânica (tonalítica a hornblenda), com idade máxima de 2,27 Ga; (iii) suítes plutônicas e vulcânicas, de afinidade calcialcalina, com variados graus de contaminação crustal, no intervalo de 2,2–2,1 Ga (suíte TTG a biotita do Complexo Almas–Cavalcante; seqüência

metavulcanossedimentar Silvânia); e (iv) suítes ortognáissico-migmatítica e granítica peraluminosa de $ca. 2,05 \pm 0,05$ Ga, que marcam a fase colisional do orógeno. Esse quadro registra a evolução completa de um ciclo de Wilson, com abertura e fechamento de oceano, geração de arcos magmáticos plutônico e vulcânico relacionados à subducção de crosta oceânica e colisão. Todos esses eventos aconteceram durante o Riáciano, regidos pela colagem orogênica Riáciana (transamazônica).

Complexos Máfico-Ultramáficos de Goiás

Ao final da colagem riáciana ($\pm 2,05$ Ga), estabeleceram-se, na plataforma então formada, processos tafrogênicos, com desenvolvimento de riftes intracontinentais (Nilson *et al.* 1994). As intrusões máfico-ultramáficas, denominadas de complexos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, são interpretadas com base nos dados geoquímicos e petrológicos (Nilson *et al.* 1996) e nas informações geocronológicas (Correia *et al.* 1997a, 1997b; Ferreira Filho e Pimentel, 1999), como a fase inicial de um grande rifte intracontinental do Paleoproterozóico (Ferreira Filho e Naldrett, 1993). Esses complexos apresentam-se em três grandes corpos separados entre si, em um arranjo crustal curvilíneo de direções NS e NNE, com extensão de 350 km (Fig. V.12).

Eles exibem porção basal caracterizada por zona máfica inferior, uma unidade ultramáfica intermediária e uma zona máfica superior, geradas em diferentes pulsos magmáticos e submetidas a deformação e metamorfismo de alto grau, progressivo, de fácies anfibolito a granulito, durante o Ciclo Brasileiro (Ferreira Filho *et al.* 1992; Suita, 1996; Correia *et al.* 1996, 1997a, 1997b; Lima e Nilson, 1996; Lima, 1997; Ferreira Filho e Pimentel, 1999).

Esses complexos compreendem dois sistemas magmáticos acamadados, com termos petrológicos semelhantes e de idades distintas, um inferior mais antigo, ao qual estão associadas mineralizações de elementos do grupo da platina (EGP), importantes jazidas de níquel silicatado de Niquelândia e Barro Alto, o depósito de amianto de Canabrava (Dardenne e Schobbenhaus, 2001) e outro superior mais jovem (Ferreira Filho, 1995; Ferreira Filho *et al.* 1998). O contato tectônico entre os dois sistemas magmáticos é representado por uma grande descontinuidade crustal, confirmada pelos dados geocronológicos (Correia *et al.* 1996, 1997a; 1997b; Ferreira Filho e Pimentel, 1999).

A idade do posicionamento desses complexos é ainda muito discutida. A unidade granulítica acamadada basal (zonas inferior, intermediária e superior, presentes nos três complexos) forneceu idades em torno de 2,0 Ga, com base em dados U-Pb SHRIMP, Sm-Nd e Re-Os (Fuji, 1989; Correia *et al.* 1997a, 1997b). Idades U-Pb e Sm-Nd entre 794 e 770 Ma, obtidas nesses complexos, são interpretadas como relacionadas ao

principal pico metamórfico que ocorreu durante o evento colisional do Brasileiro I, entre 730 a 800 Ma. Segundo Winge e Danni (1995), o auge do metamorfismo granulítico ocorreu em condições de PT entre 7 a 8,5 kbar e 700 a 900°C, em profundidades inferiores a 30 km.

As séries acamadadas superiores das intrusões de Niquelândia (Serra dos Borges) e Barro Alto (Serra da Malacacheta) mostram idades mais jovens que 1,3 Ga (Fuck *et al.* 1989; Suita *et al.* 1994a, 1994b; Ferreira Filho e Pimentel, 1999). Esses dados sugerem que as intrusões das serras dos Borges e da Malacacheta podem representar a fase rifte que evoluiu progressivamente, durante o Ectasiano, para bacia oceânica, representada pelas seqüências vulcanossedimentares Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia, cujos basaltos são interpretados como protólitos tholeiíticos do tipo MORB (Moraes, 1997; Araújo e Nilson, 1987; Danni e Kuyumjian, 1984).

A estruturação desses terrenos ocorreu no Ciclo Brasileiro e é caracterizada por uma tectônica compressional, com esforço dirigido de oeste para leste contra o Cráton São Francisco. As rampas frontais, de direção em torno de N–S, colocaram por cavalgamento rochas das seqüências vulcanossedimentares (Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia) sobre as rochas dos Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados e estes sobre rochas granito-gnáissicas do Complexo Almas–Cavalcante situadas à leste. Essa deformação progressiva gerou forte imbricamento e alçamento dos níveis infracrustais com exumação de terrenos granulíticos, o que resultou em arranjo linear de direção submeridiana, denominado por Hasui *et al.* (1994) de Sutura Ceres.

Bacia Rifte Paleoproterozóica (Grupos Araí–Serra da Mesa)

Com o prosseguimento da tafrogênese Estateriana, desenvolveu-se a fragmentação da crosta continental com geração de bacias rifte, paleo a mesoproterozóicas e magmatismo anorogênico, este representado pelas rochas do Grupo Araí e pelos granitos da província Estanífera de Paraná e Tocantins. A evolução é marcada por bacias rifte que evoluíram para bacias intracratônicas, preenchidas por sedimentos associados a vulcanismo continental bimodal, coevo com intrusões de corpos graníticos anorogênicos, processo que teve seu início por volta de 1,8 Ga (Pimentel *et al.* 1991b). Essas bacias estão representadas pelas seqüências de rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares dos grupos Araí, Natividade, Serra da Mesa e Serra Dourada.

O Grupo Araí (Barbosa *et al.* 1969) é bem desenvolvido nas áreas de Cavalcante, Teresina de Goiás, Monte Alegre e Arraias. Esse grupo consiste de sedimentos psamíticos e psefíticos, com intercalações de pelitos e rochas vulcânicas máficas a félsicas na parte basal (Formação Arraias) e, na

parte superior, de sedimentos pelíticos, químicos e espessas camadas de psamitos (Formação Traíras). Dardenne (2000) define os seguintes ambientes na evolução do Grupo Araí: (i) uma seqüência continental pré-rifte (sedimentos eólicos e fluviais); (ii) uma seqüência sinrifte (conglomerados aluviais e brechas intraformacionais com intercalações de rochas vulcânicas); e (iii) uma seqüência marinha transgressiva pós-rifte (pelitos, quartzitos e, localmente, lentes de rocha carbonática).

O vulcanismo alcalino félsico foi datado em 1,77 Ga (U-Pb em zircão; Pimentel *et al.* 1991b). Dados geoquímicos e geocronológicos (Pimentel *et al.* 1991b; Botelho *et al.* 1993; Botelho, 1992) indicam a existência de duas gerações de granitos estaníferos. A primeira, contemporânea ao vulcanismo de 1,77 Ga (U-Pb em zircão), compreende a suíte granítica estanífera G1, constituída por uma fácies de biotita granito porfirítico de grã média a grossa e outra de leucogranito equigranular. A segunda geração, mais jovem, em torno de 1,60 Ga (U-Pb e Pb-Pb em zircão), é relacionada à reativação do rifte e inclui a suíte granítica G2, de caráter peraluminoso, constituída por uma fácies de biotita granito e outra de topázio-albita granito. Esta segunda suíte hospeda as mineralizações de estanho e índio. Ambos os grupos de granitos têm baixos valores de ϵ_{Nd} (para a idade de cristalização) que indicam protólitos derivados de fusão parcial de material crustal paleoproterozóico (Pimentel *et al.* 2000).

Após a sedimentação continental sinrifte, ocorreu importante transgressão marinha pós-rifte, constituída por camadas de quartzito e metapelitos depositados em plataforma rasa, pertencentes aos grupos Serra da Mesa e Serra Dourada, que constituem os equivalentes metamórficos dos sedimentos marinhos do Grupo Araí (Braun e Baptista, 1978; Dardenne *et al.* 1981; Marini *et al.* 1984; Dardenne, 2000) e do Grupo Natividade (Gorayeb *et al.* 1988).

Precedendo à formação dessas bacias estaterianas, mas no mesmo contexto geotectônico, ocorreu na Província Tocantins outra bacia rifte, mais antiga, do Orosiriano, preenchida por seqüências vulcanossedimentares representadas por psamitos imaturos e rochas vulcânicas félsicas a intermediárias da Formação Monte do Carmo, com idade de 2,0 Ga (Correia *et al.* 1996).

Em geral, as zonas de cisalhamentos contracionais dúcteis, de direção N-S, com variações para NNE e NNW, foram reativadas em regime dúctil-rúptil como transcorrências dextrais (NS e NNE) e sinistrais (NNW), durante as orogêneses brasileiras. Na região de Almas–Cavalcante cavalgam quartzitos basais do Grupo Araí, bem como rochas metassedimentares do Grupo Natividade, em ambos os casos por meio de falhas inversas. Nas bordas das Serras Natividade e Pindorama, as camadas sedimentares apresentam dobras anticlinais e sinclinais suaves e amplas, de eixos com caimento para NNE, subparalelas às grandes falhas transcorrentes dextrais.

Na região da Serra da Mesa, os litótipos do Arco Magmático Mara Rosa cavalgam as rochas sedimentares do Grupo Serra da Mesa por meio de grandes falhas de empurrão de direção geral submeridiana, com vergência para leste, em direção ao Cráton São Francisco. Na região entre Uruaçu e Cachoeira de Goiás, rochas metassedimentares dos grupos Serra da Mesa e Serra Dourada cavalgam os terrenos granito-*greenstone* arqueano do Bloco Crixás-Goiás, como resultado de esforços compressivos de SE para NW.

Remanescentes de Crosta Oceânica

As seqüências metavulcanossedimentares Palmeirópolis (Figueiredo *et al.* 1981), Indaianópolis (Danni e Leonardos, 1978) e Juscelândia (Fuck *et al.* 1981), localizadas na margem oeste dos complexos máfico-ultramáficos Canabrava, Niquelândia e Barro Alto, constituem remanescentes de crosta oceânica de idade mesoproterozóica.

As seções estratigráficas estabelecidas para as três seqüências mostram perfeita correlação entre elas: i) uma unidade inferior constituída de metabasalto (anfíbolito de grã fina) com estrutura almofadada e intercalações de *metachert* e formação ferrífera, eventualmente contendo depósito de sulfeto maciço de Zn-Cu-Pb; ii) uma unidade média de rochas metavulcânicas félsicas, metatufos, corpos subvulcânicos de composição intermediária, feldspato xisto, muscovita-biotita-quartzo xistos; e iii) uma unidade superior de rochas metassedimentares pelíticas e químicas. Os resultados dos estudos geoquímicos indicam filiação tholeiítica do tipo MORB para os metabasaltos da unidade inferior (Araújo, 1986; Araújo e Nilson, 1987; Brod, 1988; Moraes, 1997, *apud* Pimentel *et al.* 2000). Essas seqüências metavulcanossedimentares se desenvolveram a partir de rifte intracontinental (Valente, 1992; Moraes, 1997) e progrediram para bacias de piso oceânico. Provavelmente, esses remanescentes de crosta oceânica representam o testemunho de uma calha proto-oceânica (Leeder, 1995), a exemplo do mar Vermelho.

Dados isotópicos Pb-Pb e U-Pb indicam idade de 1,25 Ga para a Seqüência Palmeirópolis e 1,29 Ga para Indaianópolis (Pimentel *et al.* 2000). Segundo Dardenne (2000), o vulcanismo pode ter sido contemporâneo às intrusões gabro-anortositicas que ocorrem na parte oeste dos complexos Barro Alto e Niquelândia, com idade U-Pb e Sm-Nd de cerca de 1,3 Ga (Suito, 1998).

No Neoproterozóico, essas associações litotectônicas foram afetadas por metamorfismo da fácies anfíbolito e deformadas por sistema de cavalgamento de direção em torno de N-S, com vergência para leste, em direção ao Cráton São Francisco. Nesse contexto, rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa, a oeste, estão empurradas sobre rochas metavulcanossedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia,

e estas sobre rochas dos complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados de Goiás, a leste. Progressivamente, ocorreu o desenvolvimento de zonas transcorrentes dextrais, de direção N20°-30°E, em regime dúctil e rúptil-dúctil (Valente, 1992), relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano.

Remanescentes de crosta oceânica, atribuídos ao Neoproterozóico, são encontrados subordinadamente na porção leste da Faixa Paraguai, onde são nomeados de Seqüência Nova Xavantina, representam a base do Grupo Cuiabá e caracterizam fase embrionária de abertura de bacia oceânica na Faixa Paraguai. Essa seqüência ocorre balizada por falhas transcorrentes dextrais, de direção ENE, subparalelas à Zona de Cisalhamento dos Araés (Martinelli *et al.* 1997). Na Faixa Brasília, esses remanescentes estão representados pelos ultramafitos ofiolíticos do tipo Morro Feio, do Grupo Araxá (Mello e Berbert, 1969; Pena *et al.* 1975; Drake Jr., 1980; Nilson, 1984; Leonardos *et al.* 1990; Brod *et al.* 1991; Dardenne *et al.* 1992; Strieder, 1993; Hasui *et al.* 1994; Pimentel *et al.* 1995; Seer, 1999). Na Faixa Araguaia, esses remanescentes são reconhecidos como Complexo Máfico-ultramáfico Quatipuru (Teixeira, 1996), com idade Sm-Nd *ca.* 757 Ma e valores de $\epsilon_{Nd} +6.6$, (Paixão *et al.* 2002), e Seqüência Serra do Tapa (Souza e Moreton, 1995), um possível remanescente de crosta oceânica paleoproterozóica, de idade 2,08 a 2,05 Ga, Pb-Pb (Gorayeb *et al.* 2001).

Orógenos Brasileiros

Na Província Tocantins é identificado conjunto de orógenos denominados faixas Brasília, Paraguai e Araguaia, Arco Magmático de Goiás e correlativos, cujo desenvolvimento está relacionado às orogêneses do Pan-Africano/Brasiliano. Essa evolução envolve história pré-orogênica marcada inicialmente pela sedimentação de seqüências terrígenas e carbonáticas em ambientes plataformais; e, depois, pela geração de crosta oceânica, seguida pelo desenvolvimento de terrenos do tipo arco-de-ilhas e magmatismo associado no estágio orogênico acrescionário. Na fase colisional, essas faixas experimentaram metamorfismo, deformação e amalgamação de diferentes terrenos às margens continentais. Elas exibem uma evolução similar à das faixas orogênicas modernas, geradas por meio de mecanismos de tectônica de placas (Pimentel e Fuck, 1992; Fuck *et al.* 1994; Trompette, 1994).

O arcabouço estrutural dessas faixas é marcado por sistemas de cavalgamentos regionais, com vergência para as zonas cratônicas e sistemas transcorrentes, arcabouço esse que estruturado durante a inversão dessas bacias marginais pelas orogêneses brasileiras. Esses eventos imprimiram um caráter diferencial na deformação, que é mais intensa nas zonas internas dessas faixas e diminui em direção às zonas cratônicas.

Essa estruturação complexa é o resultado da diversidade

geológica e reflete o posicionamento e o nível crustal em que se desenvolveram as estruturas, que promoveram o imbricamento tectônico das unidades envolvidas e colocaram lado a lado terrenos do embasamento e rochas supracrustais (Fuck *et al.* 1993; Fuck, 1994; Alvarenga e Trompette, 1993; Fonseca *et al.* 1995; Souza e Moreton, 1995; Freitas-Silva, 1996; Gorayeb *et al.* 2000).

Faixa Brasília

O Cinturão de Dobramentos Brasília situa-se na porção oriental da Província Tocantins (Fig. V.12) e na borda oeste do Cráton São Francisco (Almeida, 1977). Ele apresenta uma extensão de aproximadamente 1.000 km na direção geral N–S, prolongando-se desde o sul do Estado do Tocantins, pelo Estado de Goiás, até a porção oeste de Minas Gerais, na região de Guaxupé, onde se interfere com orógenos brasileiros da Província Mantiqueira, a sudeste, que é recoberta pelas rochas da Bacia do Paraná, a oeste.

Essa faixa é caracterizada por associações de rochas metassedimentares de margem passiva e metavulcanos-sedimentares, deformadas em regime progressivo durante a colagem Brasileira (Freitas-Silva, 1996; Fonseca *et al.* 1995), com desenvolvimento de sistemas de dobras, empurrões e imbricamentos com vergência para o Cráton São Francisco.

As propostas de compartimentação desse cinturão (Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Fuck *et al.* 1994, 1987; Fuck, 1994; Marini, 1981; Lacerda Filho *et al.* 1999), com base na intensidade dos processos deformacionais e metamórficos que atuaram na região, distinguem no orógeno dois domínios principais: a Zona Externa e a Zona Interna; e áreas restritas de exposições do embasamento granito-gnáissico.

A Zona Externa é constituída por associação de rochas metassedimentares (grupos Paranoá e Canastra e formações Vazante, Paracatu e Ibiá), típicas de ambiente de margem passiva, de idades meso e neoproterozóicas.

A Zona Interna compreende o Complexo Granulítico Anápolis–Itaçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá, tectonicamente imbricadas com rochas do seu embasamento (Seqüência Silvânia). Sua estruturação é marcada por forte tectônica tangencial expressa sob a forma de *nappes*, materializadas por sistemas de cavalgamento/dobras e escamas litotectônicas, com vergência dirigida para o Cráton São Francisco. Essa zona apresenta evidências de uma *melange* ofiolítica (Drake Jr., 1980; Strieder e Nilson, 1992; Strieder, 1990, 1993; Fuck *et al.* 1993; Fuck, 1994).

O Complexo Granulítico Anápolis–Itaçu (Marini *et al.* 1984) é constituído por ortognaisses, com idades de cristalização de 759 ± 9 Ma (U-Pb em zircão), e paragnaisses, com idades de proveniência entre 950 e 800 Ma (Piuzana, 2002), metamorfizados na fácies granulítica, com pressões de 6 a 8

kbar e temperatura de aproximadamente 700°C (Lacerda Filho e Oliveira, 1995; Oliveira, 1997), ocorrendo picos metamórficos na região norte de Goiânia de 1000 a 1012°C e 9,1 a 9,4 kbars (Moraes *et al.* 2001). O Complexo Granulítico Anápolis–Itaçu compõe um segmento tectonicamente imbricado com as rochas supracrustais da Seqüência Silvânia e com o Grupo Araxá, desenvolvido durante o evento colisional do Brasileiro II, em torno de 650 a 630 Ma.

O Complexo Granulítico Anápolis–Itaçu é constituído por uma mistura de três associações litológicas cogenéticas distintas: (i) granulitos ortoderivados, nos quais os componentes fazem parte de uma associação de rochas plutônicas máficas, intermediárias e félsicas (gabro-tonalito-granodiorito), características típicas de uma série magmática calcialcalina expandida; (ii) granulitos paraderivados, cujos componentes são rochas supracrustais (sillimanita gnaïsse, granada gnaïsse, rocha calcissilicática, diopsídio mármore, quartzito e gondito), metamorfizadas na fácies granulito, e associadas a corpos de leucogranito de fusão crustal; e (iii) complexos máfico-ultramáficos acamadados (peridotito, piroxenito, gabronorodiorito, gabro-anortosito, granulito máfico), que preservam feições reliquias de texturas de cúmulo e acamamento ígneo, a exemplo de Goianira e correlatos (Silva e Nilson, 1990).

As rochas metassedimentares do Grupo Araxá apresentam idades-modelo T_{DM} concentradas nos intervalos de 1,5–1,0 Ga e 2,0–1,8 Ga, sugerindo duas fontes independentes e distintas para os seus protólitos sedimentares (Pimentel *et al.* 2000). Idades de metamorfismo em torno de 790 Ma e de 630 Ma marcam os picos colisionais do Brasileiro I e II, respectivamente. O primeiro metamorfismo é registrado nos complexos máfico-ultramáficos e granitos sintectônicos de Maratá (Lacerda Filho *et al.* 1995; Pimentel *et al.* 1995); e o segundo nos granitos sintectônicos Quebra-Anzol na *Nappe* de Araxá (Seer, 1999).

A Faixa Brasília, na porção central, é transposta transversalmente por um sistema de zonas de cisalhamento dúcteis dextrais, com direção geral em torno de E–W e variação para NE–SW, que provoca uma brusca mudança nas direções estruturais da região. Essa feição, denominada de Megainflexão dos Pirineus, caracteriza-se por megatranscorrência oblíqua, resultado de esforços compressivos de oeste para leste, responsável pela rotação do Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto. Ao sul da Megainflexão dos Pirineus, na Faixa Brasília, o sistema E–W repete-se em uma série de zonas dextrais de cisalhamento, paralelas, com larguras de 5 a 10 km, e extensões inferiores a 100 km, denominadas zonas de cisalhamento de Goiânia, Aragoiânia, Caraíba, Ipameri, Cristianópolis, Santa Cruz, Pontalina e Ipameri (Barbosa e Silva, 1992).

A Inflexão dos Pirineus (Fig. V.12) divide a Faixa Brasília em dois segmentos denominados de setentrional e meridional, os quais mostram uma evolução distinta e exibem diferenças

marcantes no arcabouço estratigráfico, estrutural, tectônico e metalogenético (Costa e Angeiras, 1971; Fuck e Marini, 1981; Fonseca e Dardenne, 1994; Fonseca, 1996).

O segmento setentrional inicia-se próximo ao Distrito Federal e estende-se para norte, com extensão de mais de 500 km, até a altura do paralelo 11°, abrangendo, assim, parte dos estados de Goiás e Tocantins. Nessa porção, Fonseca *et al.* (1995) identificaram uma série de dobras e empurrões de direção em torno de NS, resultantes de esforços de oeste para leste, denominadas de Sistema São Domingos, *Front* do Araí, Sistema Paraná, Sistema Rio Maranhão e Sistema Santa Teresa. A essas feições associam-se sistemas transcorrentes de menor expressão, responsáveis pela acomodação de grande parte da deformação, referidos como sistemas Padre Bernardo–Cocalzinho, São Jorge–Alto Paraíso–Cormari, Cavalcante–Terezina e Arraias–Campos Belos.

No segmento sul desse cinturão, a estrutura de imbricamento tectônico é marcada por sistema de rampas frontais e laterais. As rampas laterais estão condicionadas a dois grandes sistemas articulados de zonas de cisalhamento de direção NW–SE e E–W, com movimentação sinistral e dextral, respectivamente, enquanto as rampas frontais correspondem a sistema de falhas de empurrão de direção NS, com vergência para leste, que geraram grandes estruturas de *nappes* dirigidas para o Cráton São Francisco (Lacerda Filho e Oliveira, 1995).

No extremo sul da Faixa Brasília, ocorre uma pilha de *nappes* deslocadas para ENE (Trouw *et al.* 1984; Trouw *et al.* 2000) e compreende dois ambientes geodinâmicos principais (Campos Neto e Caby, 1999, 2000; Campos Neto, 2000). O superior e mais interno representa domínio de arco magmático neoproterozóico, cuja acresção foi controlada pela subducção para WSW do segmento oceânico da Placa Sanfranciscana sob a margem ativa da Placa Paranapanema, resultando na extensa estrutura alóctone da *Nappe* Socorro-Guaxupé. O ambiente geodinâmico basal e mais externo envolve escamas das coberturas neoproterozóicas e do substrato paleoproterozóico da margem passiva sudoeste da Placa Sanfranciscana, além de terrenos alóctones. Essa estrutura alóctone é interpretada como uma extensão sul da Faixa Brasília (Trouw *et al.* 1984, Ribeiro *et al.* 1995, Campos Neto e Caby, 2000) (Fig. V.12).

A *Nappe* Socorro-Guaxupé representa uma seção de crosta inferior e intermediária que compreende três unidades distintas cortadas por granitóides sin a tardi-orogênicos, de assinaturas químicas e isotópicas compatíveis com magmatismo associado a arco magmático continental, bem como por corpos sieníticos pós-orogênicos. A unidade granulítica basal, de composição essencialmente enderbítica, é tida como derivada de protólitos ígneos de arco magmático (Campos Neto *et al.* 1996). Registra condições metamórficas de alta temperatura-pressão, que atingem 850°C e 14 kbar (Campos Neto e Caby, 2000). Gnaisses graníticos anatéticos e migmatitos metaluminosos com mesossoma diorito-tonalítico caracterizam a unidade diatexitica

intermediária. Têm geração associada à fusão por desidratação de biotita em níveis crustais intermediários, sob temperaturas de até 850°C. A unidade migmatítica superior consiste em pacote de rochas metassedimentares migmatíticas, com anatexia decrescente em direção ao topo, sob condições de T=800°C e P=4,5 kbar (Vasconcellos *et al.* 1991). O padrão isotópico de Nd registra, para todas as unidades crustais da *nappe*, um incremento para oeste-sudoeste dos valores das idades-modelo T_{DM} , que variam de 1,2–1,6 Ga a 1,8–2,4 Ga. Idades de *ca.* 2,8 Ga foram obtidas no oeste da unidade granulítica basal (Janasi, 1999). A idade do pico metamórfico na *Nappe* Socorro-Guaxupé é estimada em cerca de 625 ± 5 Ma, contemporânea ao magmatismo sinorogênico, de filiação calcialcalina, mangerítica e peraluminosa. O plutonismo pós-orogênico, peralcalino, tem idade de $612 \pm 2,5$ Ma no lobo superior da *nappe* e de 580 Ma no lobo inferior (Töpfer, 1996; Ebert *et al.* 1996).

Dois seqüências deposicionais principais estão envolvidas no domínio geodinâmico externo: o Grupo Andrelândia e o Grupo Carrancas.

O Grupo Andrelândia é caracterizado por metapelitos hiperluminosos, com intercalações de metapsamitos e de metagrauvacas. As metagrauvacas são provenientes de uma fonte vulcânica de curta residência crustal e filiação calcialcalina (Campos Neto *et al.* 1990); registram, em cristais detríticos de zircão, idades U-Pb SHRIMP da área fonte no intervalo entre 960–670 Ma (Campos Neto, 2002). Os substratos paleoproterozóico e arqueano, polimetamórficos (complexos Amparo e São Gonçalo do Sapucaí, Gnaisse Heliadora e Suíte Serra de São Gonçalo) constituem-se de ortognaisses tonalíticos a graníticos e migmatitos e encontram-se encaixados no interior de rochas metassedimentares, em *nappes* sinmetamórficas de alta pressão (*ca.* 700°C–17 kbar, em retroeclogitos máficos) que exibem um padrão metamórfico inverso, até temperaturas de 850–900°C. Nos terrenos alóctones orientais predominam rochas quartzíticas e gnaisses aluminosos, desenvolvidos sob condições metamórficas de ultra-alta temperatura e de média a alta pressão (Vilela, 2000; Campos Neto, 2002). Ortognaisses TTG arqueanos (Complexo Mantiqueira) e enderbitos e ortognaisses paleoproterozóicos encontram-se envolvidos no substrato. O registro metamórfico das *nappes* da Seqüência Depositional Andrelândia evidencia uma migração orogênica para leste, onde o auge metamórfico foi atingido entre 610 e 590 Ma (Janasi, 1999; Machado *et al.* 1996; Fetter *et al.* 2001; Campos Neto, 2002).

O Grupo Carrancas, uma seqüência alóctone dominada por rochas metapsamíticas que gradam, para o topo, a mica-grafita xisto, é admitido como oriundo da margem passiva neoproterozóica da borda meridional da Placa Sanfranciscana (Ribeiro *et al.* 1995). Encontra-se na base das *nappes* do Grupo Andrelândia, sob condições metamórficas de média pressão-temperatura.

Arco Magmático de Goiás

Compreende um sistema de arcos formados por associação de rochas metaígneas e metassedimentares, com características geoquímicas e isotópicas similares às associações de arcos magmáticos intra-ocênicos, e constitui um segmento de crosta continental juvenil na região central da Província Tocantins (Pimentel *et al.* 1991a; Fuck, 1994).

O Arco Magmático de Goiás ocorre na região oeste do Estado de Goiás e no sul de Tocantins, ocupando uma extensa faixa com largura de aproximadamente 300 km, separada em dois segmentos (norte e sul) pelo Bloco Crixás. Limita-se a leste com as rochas metassedimentares da Faixa Brasília e seu embasamento; a oeste, com as coberturas da Bacia do Bananal; e a sul, com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Fig. V.12).

O segmento norte é representado pelo Arco Mara Rosa e o segmento sul contém uma série de arcos coalescentes entre as cidades de Bom Jardim de Goiás até Pontalina, no sul de Goiás. Nesse domínio são identificadas diversas faixas estreitas de seqüências metavulcanossedimentares, separadas por terrenos ortognáissicos (graníticos, tonalíticos e granodioríticos), freqüentemente milonitizados e com idade de 860 Ma (Viana *et al.* 1995).

Essas faixas metavulcanossedimentares compreendem as seguintes seqüências (e respectivas idades): Seqüência Mara Rosa (Ribeiro Filho *et al.* 1978; Arantes *et al.* 1991, Viana *et al.* 1995), formada há cerca de 860 Ma, deformada e metamorfizada entre 790 e 630 Ma; Seqüência Anicuns-Itaberaí (Barbosa, 1987; Pimentel *et al.* 2000), com idade de 860 Ma; Seqüência Jaupaci (Amaro, 1989; Pimentel e Fuck, 1994; Pimentel, 1985), com idades U-Pb de 764 Ma (formação) e metamorfismo em 600 Ma; Seqüência Iporá-Amorinópolis (Pimentel e Fuck, 1992; Franco *et al.* 1994), com idades U-Pb de 636 ± 6 e 597 ± 5 Ma (Pimentel *et al.* 2000); Seqüência Arenópolis-Piranhas (Pimentel, 1985), com idades U-Pb de ca. 929 Ma (formação) e 594 Ma (metamorfismo); e Seqüência Bom Jardim de Goiás (Costa e Rocha, 1974; Seer, 1985).

Diversos corpos de granitos tardi a pós-tectônicos (590-480 Ma) sucedem à justaposição de diferentes segmentos desses terrenos, geralmente controlados por zonas de cisalhamentos transcorrentes regionais (Fuck, 1994).

A principal feição estrutural observada nessa unidade geotectônica é uma foliação milonítica que oblitera as estruturas anteriores, relacionada a grandes zonas de cisalhamento: (1) de direção N-S, denominada Lineamento Morporá-Novo Brasil; (2) de direção NW-SE, na região sudoeste de Goiás; (3) de direção NE-SW, na região de Mara Rosa.

Faixa Araguaia

O Cinturão Araguaia (Almeida *et al.* 1986) situa-se na porção setentrional da Província Tocantins e marginal à borda oriental

do Cráton Amazonas e representa a extensão norte do Cinturão Paraguai-Araguaia (Almeida *et al.* 1981).

Esse cinturão, que apresenta direção geral N-S, mede aproximadamente 1.000 km de extensão e cerca de 150 km de largura, ocorre desde o extremo norte do Estado do Tocantins até a região de São Miguel do Araguaia, no noroeste de Goiás, onde é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Bananal. A leste é capeado pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, enquanto a oeste as rochas metassedimentares dessa faixa apresentam lâminas de empurrão sobre o Cráton Amazonas (Fig. V.12).

O Cinturão Araguaia é constituído principalmente por rochas metassedimentares pelítico-psamíticas, localmente carbonáticas, atribuídas ao Grupo Baixo Araguaia, que é subdividido em uma zona interna, representada pelas formações Morro do Campo e Xambioá, e a zona externa, marcada pelas unidades metassedimentares das formações Pequizeiro e Couto Magalhães. O cinturão apresenta uma variação no grau metamórfico, desde xisto-verde baixo, a oeste, a anfíbolito, na porção leste (Moraes Rego, 1933; Barbosa *et al.* 1966; Hasui *et al.* 1975, 1977; Souza e Moreton, 1995; Frasca e Araújo, 2001; Alvarenga *et al.* 2000; Gorayeb *et al.* 2001).

Essas unidades exibem estruturação norte-sul, com mergulhos suaves a moderados para leste e decréscimo na granulometria em direção a oeste. Possuem forte foliação planar transposta, chegando a caracterizar foliação milonítica com expressivos imbricamentos e repetição de estratos. São comuns mesodobras e microdobras assimétricas, desenvolvidas por cisalhamento dúctil progressivo durante a inversão tectônica da faixa.

Ocorrem subordinadamente corpos alóctones de crosta oceânica proterozóicas, constituídos por rochas máfico-ultramáficas das seqüências Serra do Tapa e Quatipuru (Souza e Moreton, 1995; Teixeira, 1996), além de diversos corpos graníticos intrusivos (Santa Luzia, Ramal do Lontra) e plútons alcalinos das suítes Monte Santo e Serra da Estrela.

Na porção norte da Faixa Araguaia, individualizam-se pequenas porções do embasamento, representadas pelos domos gnáissicos Colméia, Lontra e Xambioá, o primeiro (Complexo Colméia), com idades Pb-Pb de 2,85 e 2,84 Ga (Moura e Gaudette, 1999; Moura e Souza, 1996).

Nessa faixa orogênica, a atuação de esforços progressivos, tangenciais, dirigidos para W/NW contra o Cráton Amazonas, proporcionou o desenvolvimento de superfícies de deslizamentos/descolamentos e cisalhamentos de baixo ângulo (rampas frontais de direção N-S) que marcam o limite entre as unidades litotectônicas, as quais são seccionadas por zonas de cisalhamento de direção NW-SE (Souza e Moreton, 1995), com o conjunto de estruturas constituindo o Sistema Compressional Xambioá-Gurupi (Fig. V.12).

No limite sul, com a Faixa Brasília, ocorre importante estrutura brasileira, caracterizada por sistema de falhas

transcorrentes subverticais dextrais, de direção geral N30°E, denominada de Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus, 1975a). Essa feição tectônica limita domínios estruturais distintos, com o segmento norte exibindo movimentação de *nappes* para oeste, e o segmento sul, para leste (Fig. V.12 e Fig. V.17).

Esse sistema de falhas transbrasilianas exibe extensão continental. As suas sucessivas reativações controlam os depósitos cambro-ordovicianos do gráben Jaibaras e de outras bacias correlatas na Província Borborema, o gráben eopaleozóico Água Bonita, na Província Tocantins, e adentram a Bacia do Paraná. São observadas também reativações neotectônicas desse sistema Transbrasiliano que condicionam os depósitos sedimentares das Bacias do Bananal e Pantanal.

Faixa Paraguai e Bacias de Antepaís Associadas

A Faixa Paraguai constitui cinturão móvel do Brasiliano III, situado na porção ocidental da Província Tocantins (Almeida *et al.* 1977), caracterizado por uma seqüência de rochas metassedimentares depositadas na borda sul do Cráton Amazonas e leste do Bloco Rio Apa, deformados entre 550–500 Ma, com magmatismo granítico pós-orogênico associado (Suíte São Vicente) e intrusões alcalinas (Oliveira e Leonardos, 1943; Almeida, 1945; Maciel, 1959; Oliveira, 1964; Vieira, 1965; Almeida, 1964, 1965; Figueiredo e Olivatti, 1974; Ribeiro Filho *et al.* 1975; Nogueira e Oliveira, 1978; Correa *et al.* 1979; Luz *et al.* 1980; Schobbenhaus e Oliva, 1979; Schobbenhaus e Soares, 1979; Araújo, 1982; Barros *et al.* 1982; Almeida, 1984; Boggiani, 1997).

Esta faixa dobrada exibe forma de arco com concavidade para leste-sudeste, orientado NE–SW no ramo norte e N–S no segmento sul, com extensão de 1.500 km e largura média de 300 km. Estende-se desde a região de Nova Xavantina–MT, passando pelas regiões de Cuiabá e Província Serrana, no Mato Grosso, até Bonito e Corumbá, no Mato Grosso do Sul (Fig. V.12). Outro ramo de direção NW–SE ocorre desde Corumbá até interior da Bolívia, onde recebe a denominação de Cinturão Tucavaca, e é interpretado como um aulacógeno (Alvarenga *et al.* 2000), constituindo sinclinal que separa o Cráton Amazonas do Bloco Rio Apa.

Segundo Alvarenga *et al.* (2000), essa faixa apresenta idade deposicional de 600–540 Ma e exibe zonação sedimentar, tectônica e metamórfica, caracterizada pelos seguintes compartimentos (de oeste para leste): 1 – Zona cratônica, com estratos subhorizontais; 2 – Zona pericratônica, com dobras holomórficas de grande amplitude e extensão; e 3 – Zona bacinal profunda, metamórfica, com dobras e empurrões com vergência para oeste (Almeida, 1945, 1964, 1974; Alvarenga e Trompette, 1992, 1993; Boggiani, 1990, 1997; Alvarenga *et al.* 2000; Dardenne e Schobbenhaus, 2001). As zonas cratônica

e pericratônica são repositórias de depósitos sedimentares típicos de bacias rifte e de antepaís, enquanto a zona bacinal é sítio de uma sedimentação de bacia de margem passiva, representada pelas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Essas três zonas foram referidas por Alvarenga e Trompette (1993) como: cobertura sedimentar de plataforma; zona externa não dobrada, com pouco ou sem metamorfismo; e zona interna metamórfica com intrusões graníticas, respectivamente.

Na compartimentação geotectônica aqui apresentada, subdividiu-se a Faixa Paraguai em dois domínios litotectônicos distintos: um domínio interno e outro externo.

O domínio interno abrange as associações pré-orogênicas de fase rifte da (seqüência metavulcanossedimentar Nova Xavantina), e de margem passiva (rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá).

A Seqüência Nova Xavantina está composta por rochas metavulcânicas (máfica a intermediária), anfíbolito, metatufo, formação ferrífera, metachert, grafita filito grafítico, quartzo metarenito e mica xisto, com fácies transicionais entre as vulcânicas e rochas sedimentares de margem passiva distais que fazem parte do Grupo Cuiabá, na região de Bonito no Mato Grosso do Sul.

O Grupo Cuiabá representa sistema deposicional de plataforma profunda, composta predominantemente por depósitos de granulação fina (filitos e metassiltitos), que formam ciclos de turbiditos com intercalações de calcário, siltito laminado e arenito, que se encontra dobrado e metamorfozido na fácies xisto verde, exibindo uma estruturação marcada pelo desenvolvimento de sistema de dobras e empurrões com vergência em direção ao Cráton Amazonas, denominado Sistema Província Serrana.

Esse sistema é caracterizado, na zona externa, por dobras abertas, com planos axiais subverticais, que passam em direção à zona interna a dobras inversas a isoclinais, com planos axiais exibindo mergulhos suaves para sudeste (vergência no sentido do Cráton) e também dobras assimétricas a isoclinais com nítida vergência para as áreas internas da faixa dobrada, em sentido oposto ao cráton (Almeida, 1964, 1984; Luz *et al.* 1980; Alvarenga, 1990; Alvarenga *et al.* 2000; Silva, 1990). Este último autor propõe modelo evolutivo com base em empurrões e retroempurrões para explicar essa dupla vergência, o que é contestado por Alvarenga e Trompette (1993).

No limite meridional dessa faixa, constata-se o desenvolvimento do Sistema Contracional Bodoquena, caracterizado por série de falhas inversas e dobras submeridianas com mergulhos para leste, compondo zona transpressional de grande estrutura arqueada em direção ao Cráton Amazonas, cuja rampa frontal é delineada pelo Sistema Província Serrana (Fig. V.12).

O domínio externo da Faixa Paraguai compreende os sedimentos remanescentes da borda de margem passiva,

caracterizados por uma unidade inferior glácio-marinha com sedimentos de natureza turbidítica (Grupo Jacadigo e Formação Puga), e uma unidade plataformal transgressiva carbonática (Grupo Corumbá e Formação Araras).

Essa seqüência é sobreposta por sedimentação continental de antepaís, representada por extensas coberturas siliciclásticas neoproterozóicas do Grupo Alto Paraguai (formações Raizama e Diamantino), de idade isocrônica Rb-Sr de 568 ± 20 Ma, interpretada como a idade da diagênese (Bonhomme *et al.* 1982; Cordani, 1985), e que apresenta apenas os últimos estágios deformacionais do fechamento do orógeno.

Terreno Rio Apa

Esse segmento cratônico, presente na extremidade meridional da Faixa Paraguai (Almeida, 1977; Alvarenga *et al.* 2000), é constituído pelas rochas granito-gnáissicas do Complexo Rio Apa, rochas metassedimentares dobradas da fácies xisto verde a anfibolito da “Associação Metamórfica” Alto Tererê e rochas plutono-vulcânicas da Supersuíte Amoguijá (Correia *et al.* 1979; Almeida, 1965, 1977; Nogueira e Oliveira, 1978; Schobbenhaus e Oliva, 1979; Araújo e Montalvão, 1980; Correia Filho e Martins, 1981; Araújo *et al.* 1982; Godoi e Martins, 1999). Esse terreno possui cerca de 220 km de comprimento, segundo a direção N-S, por 60 km de largura média. Na borda leste, está limitado pelas rochas carbonáticas da serra da Bodoquena (Grupo Corumbá), e a oeste, pelos sedimentos quaternários da Formação Pantanal (Fig. V.12).

A estruturação desse terreno é decorrente de tectônica compressional, com esforço de leste para oeste, o que gerou rampas frontais de direção N-S a NNW (Sistema Bodoquena). Tal estruturação está materializada por cavalgamentos das rochas do Grupo Corumbá e do Complexo Rio Apa sobre as rochas metassedimentares dobradas da Associação Metamórfica do Alto Tererê, e, também, sobre a Supersuíte Amoguijá, com transporte de massa de SE para NW, e por sistemas de falhas transcorrentes sinistrais de direção em torno de $N45^\circ E$ e subordinadamente NE-SW (Godoi e Martins, 1999).

Os dados geocronológicos disponíveis são insuficientes para caracterizar a época de formação desse terreno. Limitam-se a uma idade isocrônica Rb-Sr de 1,72 Ga (com razão inicial de $0,705 \pm 0,001$), interpretada por Tassinari (1981) como idade mínima para o Complexo Rio Apa, e a duas datações pelo método K-Ar que apresentaram idades de 1,73 Ga e 899 Ma. As rochas supracrustais da Associação Metamórfica Alto Tererê apresentam idade em torno de 1,68 a 1,60 Ga, Rb-Sr (Araújo *et al.* 1982). Há intrusões pluto-vulcânicas félsicas da Supersuíte Amoguijá e a Suíte Vulcânica Serra da Bocaina de *ca.* 1,65 Ma, Rb-Sr. Apesar da carência de informações geocronológicas confiáveis, provavelmente esses terrenos constituem associação de arco magmático Paleoproterozóico, contudo

foram classificados dentro dessa compartimentação como terrenos de significado tectônico duvidoso/incerto.

Província Mantiqueira

Introdução

A Província Mantiqueira é uma entidade geotectônica instalada a leste dos crâtons São Francisco e Rio de La Plata/Paraná, ao final do Neoproterozóico e início do Paleozóico (Fig. V.1). Estende-se por cerca de 3.000 km com orientação NNE-SSW ao longo da costa atlântica, de Montevidéu (Uruguai) ao sul da Bahia. A província guarda o registro de uma longa e complexa evolução do Neoproterozóico na América do Sul (900–520 Ma) preservando também remanescentes de unidades paleotectônicas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas (Fig. V.13). Constitui, juntamente com a extremidade meridional da Província Tocantins, o arcabouço pré-cambriano do sudeste brasileiro desenvolvido em resposta ao “Ciclo Brasileiro” de Almeida (1967).

Até o início da década de 1990 os modelos geotectônicos empregados para o entendimento da sua evolução eram de cunho genérico, com base em pequeno número de datações U-Pb e, fundamentalmente, restritos à caracterização das grandes unidades litoestratigráficas. Este período confunde-se, em linhas gerais, com a fase de definição dos grandes compartimentos tectônicos regionais como faixas móveis e crâtons. Por esses motivos, um grande número de designações, com implicações tectônicas muitas vezes conflitantes, tem sido empregado para o mesmo domínio. A partir de meados da década passada, os processos geradores dessa evolução passaram a ser reconhecidos com maior precisão, devido à aplicação mais generalizada de datações U-Pb. Assim, as grandes unidades geotectônicas puderam ser mais bem individualizadas e hierarquizadas. É integrada por uma sucessão de cinturões de “empurrão e dobramento” controlados por distintos sistemas transpressivos de cavalgamento em direção às margens cratônicas. A maioria desses cinturões corresponde a orógenos colisionais (Sengör, 1990) evoluídos diacronicamente durante a colagem neoproterozóica/cambriana. Apenas no domínio central e no extremo sudoeste da província foram reconhecidos remanescentes de orógenos controlados por subducção – São Gabriel e Rio Negro. Além da extensiva granitogênese, os orógenos são reconhecidos por suas seqüências tectono-estratigráficas mistas de extensas bacias de margens continentais rifteadas e discreto registro de prismas acrescionários e/ou imbricações locais de depósitos de assoalhos oceânicos, de arcos e retroarcos. Constituem, assim, um mosaico de terrenos neoproterozóicos agregados há

aproximadamente 560 Ma quando deram origem ao Supercontinente Gondwana Ocidental.

Inliers Retrabalhados do Embasamento

As unidades paleotectônicas (pré-brasilianas) nos domínios central e norte da província são bastante expressivas, em parte constituindo a margem oriental retrabalhada do Cráton São Francisco (complexos Juiz de Fora e Mantiqueira, entre outros; Tab. V.2). Os complexos Atuba, Pocrane-Caparaó, Região dos Lagos, por outro lado, ocorrem como *inliers* retrabalhados no interior da província. Com a introdução de métodos geocronológicos robustos (U-Pb SHRIMP) pelo Serviço Geológico do Brasil (Silva, 1999, Silva *et al.* 1999, 2000a, 2002a, b), o posicionamento tectono-estratigráfico de parte de algumas dessas unidades pôde ser revisto. Em especial, os ortognaisses do segmento nordeste do Complexo Mantiqueira, até então interpretados como integrantes do embasamento arqueano do Cráton São Francisco, foram datados em *ca.* 560 Ma e correlacionados à fase sincolisional do Orógeno Araçuai, adjacente. Outro segmento mais extenso do mesmo Complexo Mantiqueira revelou idades de acreção em torno de 2,15 Ga, compatíveis com a fase pré-colisional do Cinturão Mineiro. O Complexo Juiz de Fora também apresenta problemas quanto ao seu correto posicionamento, pois datações obtidas na região onde foi caracterizado (na cidade homônima) forneceram idades de *ca.* 3,0 Ga para a cristalização e de *ca.* 2,8 Ga para o metamorfismo de alto grau. Esses dados são muito discrepantes das idades de *ca.* 2,15 Ga e *ca.* 590 Ma previamente obtidas para acreção e metamorfismo, respectivamente (Tab. V.2). Por esse motivo a unidade necessita de revisão tanto em termos de distribuição cartográfica quanto em relação ao seu posicionamento cronoestratigráfico. Da mesma forma, parte do embasamento supostamente arqueano do norte da província no estado da Bahia (Complexo Itapetinga) tem idade de cristalização de *ca.* 2,13 Ga, passando a ser correlacionado à fase pré-colisional do Orógeno Mineiro ou Cinturão Móvel Bahia Oriental.

No segmento sul, outras unidades paleotectônicas de idades indefinidas entre o Arqueano e o Paleoproterozóico tiveram suas idades de cristalização neo-arqueanas estabelecidas. É o caso dos complexos granulíticos Santa Catarina e Santa Maria Chico (Hartmann *et al.* 2000), no embasamento do Orógeno Pelotas.

Em resumo, as paleounidades arqueanas constituem arcos insulares primitivos (TTG) responsáveis pela construção da crosta continental arqueana do leste brasileiro, durante quatro episódios acrescionários sucessivos conforme Tab. V.1 e novos dados de Silva *et al.* (2002b):

1.º Episódio (*ca.* 3,0 Ga): gnaisses Lima Duarte e Juiz de Fora;

2.º Episódio (*ca.* 2,7 Ga): Complexo Granulítico Santa Catarina (Luís Alves);

3.º Episódio (*ca.* 2,5 Ga): Pocrane; Santa Maria Chico.

Além do posicionamento tectono-estratigráfico, o significado dessas unidades paleotectônicas arqueanas durante a colagem brasileira também tem sido objeto de controvérsias. Elas preservam o registro de uma complexa evolução policíclica com retrabalhamento paleoproterozóico e neoproterozóico, sendo o primeiro há *ca.* 2,1 Ga, sob condições da fácies anfífolito/granulito e o segundo há *ca.* 600 Ma. Com exceção dos complexos Granulítico de Santa Catarina e Pocrane, que se comportaram como blocos microcontinentais durante a colagem, as demais unidades arqueanas representam margens cratônicas (crátons São Francisco e Rio de La Plata) sucessivamente retrabalhadas pelas colagens paleoproterozóica e neoproterozóica.

Na Província Mantiqueira os remanescentes paleoproterozóicos (da mesma forma que os neoproterozóicos) apresentam evidências de uma complexa evolução diacrônica estendendo-se de *ca.* 2,2 a 1,9 Ga. Constituem fragmentos de distintos orógenos razão pelo qual optou-se pela designação de sistemas de orógenos transamazônicos em substituição à designação corrente de ciclo/orógeno transamazônico. A maior parte dos remanescentes orogênicos pertence ao sistema de orógenos Transamazônico I (Precoce) implantado no Período Riáciano entre 2,2 e 2,1 Ga. São caracterizados por acreção juvenil com abundante plutonismo TTG e potássicas de arcos continentais ou transicionais (complexos Encantadas, Águas Mornas, Atuba, Itatins, Quirino, Rio Capivari, Juiz de Fora e Caparaó e Piedade). O sistema de orógenos Transamazônico II (Tardio) é restrito ao período Orosiriano, com clímax entre 2,0–1,9 Ga. Na província, esse sistema está representado apenas pelo Complexo Região dos Lagos, com idade de cristalização de *ca.* 1,9 Ga (Zimbres *et al.* 1990; Tab. V.2). Relativamente à colagem neoproterozóica, esse fragmento do Supercontinente Atlântica é interpretado como um fragmento do Cráton Congo incorporado à Província Mantiqueira ao final do Brasileiro (Zimbres *et al.* 1990) correspondendo a uma microplaca à qual foi amalgamado o Retroarco Búzios, há *ca.* 520 Ma (Schmitt *et al.* 1999). O Complexo/Orógeno Encantadas, no Rio Grande do Sul, com idade de *ca.* 2,2 Ga (Porcher *et al.* 1999; Tab. V.2), teria desempenhado um papel similar constituindo um microcontinente separando os orógenos São Gabriel a oeste e Pelotas a leste (Fig. V.13). O Complexo Atuba corresponderia a outro microcontinente (Microplaca Curitiba) relativamente ao Orógeno Paranapiacaba (Basei *et al.* 2000, Campos Neto, 2000). O Complexo Juiz de Fora *lato sensu* (*ca.* 2,15 Ga) e os complexos Quirino e Caparaó ocorrem como lascas tectônicas nos paragnaisses das margens passivas, na margem oriental do Orógeno Araçuai–Rio Doce. Porém, as exposições mais expressivas desses ortognaisses transamazônicos ocorrem na

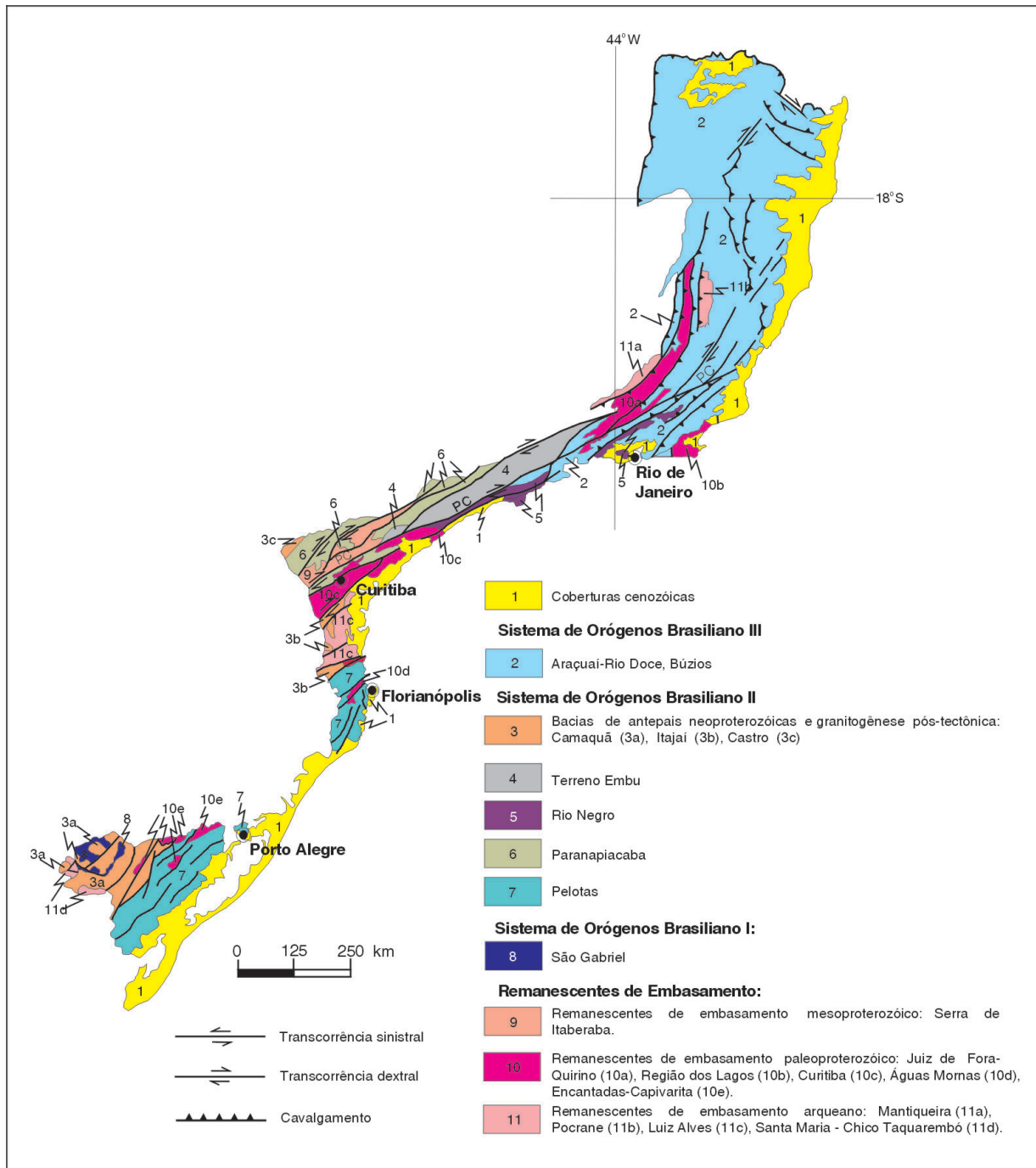


Figura V.13 – Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Mantiqueira

Figure V.13 – Tectonic domains and main structures of the Mantiqueira Province

forma de um extenso envoltório nas margens sul e leste do Cráton São Francisco, incluindo parte expressiva do que anteriormente era relacionado como Complexo Mantiqueira, em Minas Gerais presentemente designado de Complexo Piedade e Complexo Eunápolis no sul da Bahia. Nessa borda cratônica, juntamente com os granitóides e ortognaisses do Cinturão Mineiro, constituem a primeira colagem pericratônica

amalgamada há *ca.* 2,08 Ga (Silva *et al.* 2002b, c). Posteriormente, esse invólucro cratônico sofreu os efeitos da colagem neoproterozóica, durante a colisão do Orógeno Araçuaí contra a mesma margem.

O registro mesoproterozóico é bastante restrito e está representado por uma faixa metavulcanossedimentar de direção NE-SW, com 400 km de extensão e 25 a 50 km de

Tabela V.2 Dados U-Pb (e Pb-Pb) em zircão das unidades paleotectônicas na província Mantiqueira (segundo Silva *et al.* 2002a)

Table V.2 Zircon U-Pb (and Pb-Pb) isotopic data from reworked paleotectonic units within Mantiqueira Province (after Silva *et al.* 2002a)

| Unidade | Idade (Ma) | Método | Referência |
|--|--|--------|--------------------------------|
| Inliers Mesoproterozóico (Retrabalhado pela Orogênese Pelotas) | | | |
| Orthogneiss Punta del Este | 1006 ± 37 | C | Preciozzi <i>et al.</i> (1999) |
| Inliers Paleoproterozóico (Retrabalhado pela Orogênese Pelotas) | | | |
| Complexo Camboriú | 2006 ± 3 ~600 | S | Silva <i>et al.</i> (2000a) |
| Ortogneisse Migmatítico | 2736 ± 45 544 ± 45 | C | Babinski <i>et al.</i> (1997) |
| Complexo Camboriú Anfibolito | 2160 ± 20 ~600 | S | Silva <i>et al.</i> (2000a) |
| Complexo Águas Mornas Ortogneisse Migmatítico | 2175 ± 13 | S | Silva <i>et al.</i> (2000a) |
| | 592 ± 5 620 ± 16 | C | Basei (1985) |
| Tonalito Presidente Nereu | 2201 ± 17 | S | Silva <i>et al.</i> (2000a) |
| Complexo Encantadas | 1573 ± 39 | S | Silva <i>et al.</i> (1999) |
| | 631 ± 13 | S | Porcher <i>et al.</i> (1999) |
| | 2263 ± 18 | S | Porcher <i>et al.</i> (1999) |
| | 2045 ± 10 | S | Porcher <i>et al.</i> (1999) |
| | 2263 ± 10 2021 ± 11 2078 ± 13 590-1,000 | S | Leite <i>et al.</i> (1999) |
| Leucogranito Ibirama | 2012 ± 0,02 | C | Basei <i>et al.</i> (2000) |
| Gneisse Neto Rodriguez | 2446 ± 10 | S | Remus <i>et al.</i> (1995) |
| Inliers Paleoproterozóico (Retrabalhado pela Orogênese Pelotas) | | | |
| Complexo Granulítico Santa Catarina | 2716 ± 17 | S | Hartmann <i>et al.</i> (2000) |
| | 2168 ± 18 (M2) | C | Basei <i>et al.</i> (2000) |
| | ~2350 2200-2890 | C | Siga Jr. (1995) |
| Complexo Granulito Santa Maria Chico | ~2500 ~2020 | S | Hartmann <i>et al.</i> (2000b) |
| Inliers Mesoproterozóico (Retrabalhado no Neoproterozóico) | | | |
| Grupo Serra do Itaberaba (Metandesito) | 1395 ± 10 | C | Juliani <i>et al.</i> (2000) |

largura, integrada pelas rochas dos grupos Serra Itaberaba e Açungui (parte), embasamento do Orógeno Paranapiacaba (Fig. V.13). São depósitos vulcanossedimentares de fácies anfibolito relacionados à antiga bacia de retroarco cujo vulcanismo andesítico tem idade de *ca.* 1,4 Ga (Juliani *et al.* 2000, Hackspacher *et al.* 2000). Durante a colagem brasileira essas bacias mesoproterozóicas tiveram sua evolução sedimentar retomada (Grupo São Roque/Orógeno Paranapiacaba). É possível que a Sequência Vulcanossedimentar Itapema, na seção basal da bacia Brusque, caracterizada por uma assembléia de fundo oceânico (Rio do Oliveira) com estreitas similaridades com o Grupo Serra de Itaberaba (Silva, 1991), corresponda também a um retroarco mesoproterozóico; faltam, entretanto, dados geocronológicos comprobatórios. Além desses, são reconhecidos registros pontuais de magmatismo mesoproterozóico no embasamento do Orógeno Araçuaí, representados pelo Anfibolito Bananal, datado em *ca.* 1540 Ma (Silva *et al.* 2002b).

A Evolução Poliorogênica (Sistemas de Orógenos Brasileiros)

A partir de meados da década de 1990, com base em trabalhos apoiados em dados geocronológicos mais robustos (U-Pb), delineou-se com mais precisão a evolução da província, permitindo o reconhecimento de uma sucessão de arcos e orógenos (Fig. V.14). Diversos trabalhos reconhecem a atuação de processos de subducção, seguidos de uma ou mais colisões, quando da aglutinação do Supercontinente Gondwana Ocidental (*e.g.* Basei, 1985, Basei *et al.* 2000, Fragoso-César *et al.* 1995, Heilbron *et al.* 1995, Machado *et al.* 1996b, Brito Neves *et al.* 2000, Campos Neto, 2000).

A configuração alongada da província segundo a direção NNE-SSW (Fig. V.13) foi produzida por forte tectônica de escape orógeno-paralela, associada a três extensos orógenos: Pelotas (domínio sul), Paranapiacaba (domínio central) e Araçuaí-Rio Doce (domínio norte), com vetores de extrusão indicando movimento de massa em direção às margens cratônicas.

No domínio central, Figueiredo e Campos Neto (1993) e Campos Neto e Figueiredo (1995) discriminaram uma "Orogênese Brasileiro I", mais antiga (670-600 Ma), correspondendo ao "cinturão" Ribeira e outra tardia, correspondendo à "Orogênese Rio Doce" (590-490 Ma). Mais recentemente Trouw

continuação da Tabela V.2

| Unidade | Idade (Ma) | Método | Referência |
|--|-----------------------|--------|---|
| Inliers Paleoproterozóico (Retrabalhado pela Orogênese Paranapiacaba) | | | |
| Complexo Atuba CESB Pedreira | 2095 ± 5 | C | Siga Jr. (1995) |
| Complexo Atuba Complexo Atuba | ~2105 2130 to 2090 | C C | Basei <i>et al.</i> (2000) Harara <i>et al.</i> (1997) |
| Foliado Granitóide | 2148 ± 37 | C | Vasconcelos <i>et al.</i> (1999) |
| Charno-enderbitó Itantins | 2173 ± 18 | S | Picanço <i>et al.</i> (1997) |
| Inliers Paleoproterozóico (no Terreno Embu) | | | |
| Gneisse Rio Capivari | 2004 ± 13 | S | Babinski <i>et al.</i> (2001) |
| Inliers Paleoproterozóico (Retrabalhado no Neoproterozóico) | | | |
| Complexo Quirino | 2169 ± 3 | C | Valadares <i>et al.</i> (1996) |
| | 571 ± 3 | | |
| | 2185 ± 8 | C | Valadares <i>et al.</i> (1996) |
| | 605 ± 3 2981 (17) | C | Machado <i>et al.</i> (1996) |
| Gneisse Bom Sucesso | 2185 ± 8 605 ± 3 | C | Valadares <i>et al.</i> (1996) |
| Batolito Araruama | 1981 ± 18 | C | Zimbres <i>et al.</i> (1990) |
| Complexo Região dos Lagos | 2000 | C | Valadares <i>et al.</i> (1996) |
| Ortogneisse Rio das Ostras | 1976 ± 8 | C | Schmitt <i>et al.</i> (1999) |
| | 517 ± 11 | | |
| | 1963 ± 24 | C | |
| Granulito Juiz de Fora | ~2134 | C | Machado <i>et al.</i> (1996) |
| | ~579 | | |
| | 2220 ± 27 577 ± 18 | C | Söllner <i>et al.</i> (1991) |
| Suíte Metamórfica Caparaó | 2150 586 ± 2 | C | Söllner <i>et al.</i> (1991) |
| Inliers Arqueano (Retrabalhado no Neoproterozóico) | | | |
| Complexo Guanhães | 2535 ± 25 | E | Noce <i>et al.</i> (1999) |
| | ca. 2850 - 2700 | S | Silva <i>et al.</i> (2002b) |

C = U-Pb convencional; S = U-Pb SHRIMP; E = U-Pb evaporação

et al. (2000) propuseram para a mesma região uma subdivisão baseada em três estágios orogênicos. O estágio mais antigo (670–600 Ma) foi relacionado à evolução da Província do Tocantins (Faixa Brasília), em resposta ao fechamento do Oceano *Brazilides*. O segundo estágio foi relacionado ao “ramo Ribeira” do Oceano Adamastor (630–520 Ma) e o terceiro estágio (520–480 Ma) seria representado pela orogênese paleozóica Búzios (ca. 520 Ma) de Schmitt *et al.* (1999). Alguns trabalhos com foco na evolução global da província reconheceram no mesmo segmento central distintos arcos magmáticos definindo uma sucessão de orógenos: Paranapiacaba/Pien, Rio Negro, Rio Doce/Araçuaí (parte sul) e Pelotas (parte norte) (Brito Neves, *et al.* 1999, 2000, Campos Neto, 2000). Finalmente, Silva (1999), Silva *et al.* (2002a) – com base no estudo integrado de 140 determinações U-Pb em 120 plútons (Tab. V.3) – reconstituíram a repartição tectônica do magmatismo brasileiro em toda a província. Essa integração – incluindo 30 novas datações (SHRIMP) – destaca o diacronismo na evolução e o término da colagem brasileira como notado em outras áreas pré-cambrianas e fanerozóicas (Sengör, 1990). Além do diacronismo, a presente integração da base U-Pb demonstra a inadequação do uso corrente de designações como “Ciclo” e “Orogênio” Brasileiro, para a prolongada colagem orogênica neoproterozóica a cambriana, incluindo orógenos de distintas idades e significados tectônicos. Nesse trabalho, a expressão “sistema de orógenos” passa a ser empregada como um designação coletiva para a colagem orogênica brasileira, em substituição aos termos ciclo e orógeno. Além disso, o extenso intervalo (880–520 Ma) da colagem pode ser subdividido em três sistemas orogênicos – Brasileiro I, II e III (Tab. V.3; Fig. V.13 e Fig. V.14) – que servem de base ao presente enfoque e fornecem novos subsídios ao modelo de evolução preconizado por Brito Neves *et al.* (1999) e Campos Neto (2000). O sistema de orógenos Brasileiro I teve seu desenvolvimento restrito aos períodos Toniano e Criogeniano inicial, com clímax entre 880 e 700 Ma e corresponde ao sistema Brasileiro Precoce, caracterizado pela acreção de crosta juvenil (Orogênio São Gabriel). O sistema Brasileiro II, com clímax entre 640–610 Ma, foi totalmente implantado no período criogeniano final e corresponde à “Orogênese Brasileiro I” de Campos Neto e Figueiredo (1993). É constituído

dominantemente por orógenos colisionais (Pelotas, Paranapiacaba/Rio Pien, Rio Negro). Finalmente, o sistema Brasileiro III, desenvolvido na transição Neoproterozóico III/Cambriano, apresenta clímax há 590–570 Ma (Orógenos Araçuaí–Rio Doce) e há 520 Ma (Orógeno Búzios).

A Fase Precursora dos Sistemas de Orógenos Brasileiros

O estágio precursor dos sistemas de orógenos brasileiros é reflexo dos processos de rifteamento das margens continentais rodinianas. Foi caracterizado pela abertura de extensas bacias de margem continental passiva, hoje expostas do Uruguai ao sul da Bahia onde recebem designações locais: Porongos, Brusque, Açungui, São Roque e Embu (Domínio sul), Paraíba do Sul, Jequitinhonha, Rio Doce, Rio Pardo, Capelinha, Macaúbas. A última (Unidade Proximal, *sensu* Pedrosa-Soares *et al.* 2001) é portadora de horizontes diamictíticos, testemunhos de um evento glaciogênico de provável idade sturtiana (760-700 Ma). Não existem muitos dados geocronológicos consistentes para a abertura dessas bacias (margens continentais). Entretanto, a recente datação de ortognaisses graníticos subalcalinos no embasamento norte do orógeno Araçuaí–Rio Doce em *ca.* 875 Ma pode ser uma indicação mais próxima do início do processo de rifteamento pré-orogênico (Silva *et al.* 2002b). No Orógeno Pelotas, vulcânicas félsicas relacionadas à Bacia Porongos forneceram idade U-Pb SHRIMP de *ca.* 780 Ma (Porcher *et al.* 1999). Na bacia Brusque o vulcanismo félsico foi datado em *ca.* 637 Ma e interpretado preliminarmente como o vulcanismo sindeposicional do fechamento da bacia (Silva *et al.* 2002a).

Apesar de tectonicamente invertidas e interdigitadas, as margens continentais revelam fragmentos dispersos de quatro segmentos oceânicos neoproterozóicos. O primeiro (Oceano Charrua) integra o Orógeno São Gabriel, sendo constituído por associações plutono-vulcânicas máfico-ultramáficas datadas (U-Pb) entre *ca.* 880 e 730 Ma (Leite *et al.* 1998). O segundo ramo inclui os depósitos de fundo oceânico da Formação Ribeirão da Folha, no Orógeno Araçuaí–Rio Doce, datados (isócrona Sm-Nd) em *ca.* 816 Ma (Pedrosa Soares *et al.* 1998). As idades obtidas nesses dois segmentos indicam que a geração dos depósitos foi episódio grosseiramente cronocorrelato à acreção do Oceano *Goianides* na Província Tocantins há *ca.* 1,0 Ga (Brito Neves *et al.* 1999). O terceiro ramo oceânico, presumivelmente representando um segmento do próprio Oceano Adamastor, está preservado no Orógeno Paranapiacaba/Rio Pien (Complexo Máfico-ultramáfico Pien), datado (U-Pb convencional) em 631 Ma (Harara, 2001). Finalmente, no Orógeno Pelotas a Formação Ribeirão do Ouro no Grupo Brusque, constituída por uma assembléia de rochas de fundo oceânico, formada por restos de lavas máficas almofadadas e variolíticas (Silva, 1991), de composição MORB-

alcalina (Sander, 1992), também se poderia relacionar a outro ramo do Oceano Adamastor.

Sistema de Orógenos Brasileiro I (Clímax 880–700 Ma)

É o sistema orogênico que abrange os eventos acrescionários mais precoces, representando menos de 5% da área da Província Mantiqueira. Abrange o Orógeno São Gabriel no Rio Grande do Sul, além de diminutos remanescentes de arcos magmáticos retrabalhados pelos orógenos do sistema Brasileiro II. Esses últimos incluem xenólitos nos granitóides sincollisionais do Orógeno Pelotas no Rio Grande do Sul (dados em *ca.* 780 Ma; Silva *et al.* 1999) e os ortognaisses São Lourenço a Serra, intercalados tectonicamente no terreno Embu em São Paulo (dados em *ca.* 810 Ma; Cordani *et al.* 2002). A repartição do magmatismo desse evento brasileiro precoce está sintetizado na Tab. V.3.

O Orógeno São Gabriel ocupa uma área restrita de cerca de 5.000 km². Seu limite leste está parcialmente recoberto pelas bacias vulcanossedimentares pós-tectônicas do Orógeno Pelotas, enquanto seu limite oeste é também recoberto pela Bacia do Paraná (Fig. V.1 e Fig. V.13). Não existe outro registro tão expressivo de orógenos do sistema Brasileiro I em outros segmentos da província, embora o arco possa estender-se para N, alcançando o estado do Paraná sob a cobertura da Bacia do Paraná, como proposto por Brito Neves *et al.* (1999). É constituído por uma assembléia de rochas de arco/retroarco intra-oceânico Vacacaí/Cambaí (*ca.* 730 Ma), preservando também restos de associações ofiolíticas – Ofiolito Cerro Mantiqueira com *ca.* 730 Ma (Leite *et al.* 1998). O significado da presença de plútons (metadioritos) associados a esses ofiolitos, datados em *ca.* 880 Ma (Leite *et al.* 1998), ainda não foi suficientemente discutido e suas interpretações são ainda objeto de controvérsia (Tab. V.3).

Dados Sm-Nd (Babinski *et al.* 1996) revelam valores de ϵ_{Nd} ($t = 700$ Ma) positivos e idades modelos variando de 1000 a 800 Ma para a acreção dos protólitos do arco, caracterizando sua natureza juvenil, intraoceânica. Essa assinatura torna o Orógeno São Gabriel (juntamente com o Orógeno Rio Negro) único em toda a província, uma vez que para os demais orógenos os dados Sm-Nd indicam retrabalhamento de crosta continental/litosfera paleoproterozóica e arqueana, com limitada adição de material juvenil (*e.g.* Cordani *et al.* 2002, Silva, 1999, Silva *et al.* 2002).

A inversão e a colagem do arco na borda leste do Cráton Rio de La Plata está relacionada à subducção para leste da litosfera do Mar Charrua (Fragoso-César, 1995). A colagem e o metamorfismo ocorreram entre *ca.* 730–700 Ma (Leite *et al.* 1998, Remus, 1999), associados a um sistema de cavalgamentos para noroeste (Fernandes *et al.* 1992) sob condições metamórficas da fácies xistos verdes/anfibólito.

Tabela V.3 Repartição tectono-magmática dos principais plútons graníticos da Província Mantiqueira baseada em datações U-Pb em zircão (compilado de Silva *et al.* 2002a)
 Table V.3 U-Pb zircon-based tectonic-magmatic repartition of the main granitic plutons from the Mantiqueira Province (compiled from Silva *et al.* 2002a)

| SISTEMAS DE ORÓGENOS | PRINCIPAIS PULSOS GRANÍTICOS (Ma) | AMBIENTE TECTÔNICO | PLUTONS E SUITES GRANÍTICAS DATADAS |
|----------------------------|-----------------------------------|-------------------------|--|
| BRASILIANO III | 520 | SINCOLISIONAL | Tipos S e sincolisional, veios migmatíticos |
| | 530–480 | PÓS-COLISIONAL | Mangaratiba, Suite Aimorés (Padre Paraíso (Charnockito), Caladão, Santa Angélica, Malacacheta |
| | 560–530 | TARDIA PÓS - COLISIONAL | Getulândia, Nova Friburgo, |
| | 600–560 | PRÉ - A SINCOLISIONAL | Pão de Açúcar, Corcovado, Serra dos Órgãos, Guarapari, Muniz Freire, Alegre, Rio Turvo, Taquaral, Graminha, Galiléia, Estrela Matias Barbosa (Charnockito), Urucum, Taquaral, neossomas, tipo S, diatexitos tipo S, São Vítor, Guarataia, Ataléia, Brasilândia, Caçapapa do Sul |
| BRASILIANO II (650–600 Ma) | 600–560 Ma | PÓS -TECTÔNICO | São Sepé, Lavras Tuna, Jaguari Santana, Encruzilhada Arroio Moinho, Tabuleiro, Agudos do Sul, Corupá, Morro Redondo, Graciosa, Campo Alegre Guaratubinha, Itu, Serra do Lopo, Perus, Cantareira (facies Canivete) Guabiruba, Santa Luzia, Serra Preta, Valsunga II |
| | 610–600 Ma | TARDIA PÓS-COLISIONAL | |
| | 650–610 Ma | PRÉ - A COLISIONAL | Cañas, Pinheiro Machado; Paulo Lopes, Santo Amaro da Imperatriz, Valsungana, Fernandes, Rolador, Major Gercino, Rio Pien, Paranaguá, Apiaí (metagabro), Três Córregos Seival, Granito Foliado, Augengneisse, Agudos Grandes, Apiaí, Apiaí (Rhyolite), Bragança Paulista, Itaqui, Cantareira (facies Pirituba), Tico-Tico, Itapeúna, Duas Barras, Butantã - Santa Isabel, Pinhal - Ipiúna, Serra Preta, Rio Negro, Serra do Paquequer |
| BRASILIANO I (880–700 Ma) | 730–700 Ma | ARCO VULCÂNICO | Tufos Campestre |
| | 750–730 | ARCO INTRAOCEÂNICO | Complexo metatrandhjemito Cambaí, metatonalito, anfíbolito Vacacaí metandesito |
| | 780–800 | ? | Xenólitos de tonalito gnaiss na Suite Pinheiro Machado |
| | 810 | REMANESCENTE DE ARCO? | Tonalito gnaiss São Lourenço da Serra |
| | 880 | REMANESCENTE DE ARCO? | Metadiorito Passinho |

A idade precisa dessa aglutinação – a mais precoce no âmbito da província – antecedeu em *ca.* 70 Ma o clímax registrado no Orógeno Pelotas adjacente, datado em *ca.* 630 Ma (Silva *et al.* 1999). As distintas idades dos picos metamórficos permitem discriminação de ambos os orógenos, os quais eram previamente considerados componentes de um único evento tectônico, o Cinturão Dom Feliciano, de Frágoso-César (1980).

Sistema de Orógenos Brasileiro II (Clímax 640–610 Ma)

Trata-se do sistema de mais curta duração temporal (640–610 Ma), embora o registro litológico de seu magmatismo esteja exposto por mais de 1.000 km. É constituído pelos orógenos Pelotas, Paranapiacaba/Pien e Rio Negro e pelo Terreno Embu. Embora os remanescentes ofiolíticos de Pien sejam considerados como parte de um orógeno distinto do Orógeno Paranapiacaba, o Orógeno Rio Pien (Basei *et al.* 2000, Campos Neto, 2000), no presente trabalho, por motivo de simplificação, foi preliminarmente associado à evolução do Paranapiacaba.

A fase magmática sincolisional (640–610 Ma) foi bastante expressiva nos três orógenos com geração de extensos batólitos predominantemente calcialcalinos de alto K: Pelotas, Florianópolis e Paranaguá (Orógeno Pelotas), Três Córregos e correlatos (Paranapiacaba) e Rio Negro (Tab. V.3). Esse último (Rio Negro) é uma associação expandida (*sensu* Pitcher, 1983) variando de dioritos a granitos com assinatura isotópica Sm-Nd similar à dos modernos arcos continentais (*juvenis*) (Tupinambá, 1999). Os demais apresentam forte influência de crosta/litosfera paleoproterozóica (Silva *et al.* 2002a, Cordani *et al.* 2002).

O magmatismo sincolisional no Terreno Embu é correlacionado a esse sistema de orógenos, embora existam ainda poucos dados geocronológicos disponíveis (Tab. V.3). Já os remanescentes tonianos do Arco São Lourenço da Serra são considerados lascas tectônicas embutidas há cerca de 630 Ma na Bacia Embu, cuja deposição ocorreu há *ca.* 750 Ma (Hackspacher *et al.* 2000).

No Orógeno Paranapiacaba estão preservadas bacias (meta)vulcanossedimentares com características químicas e deposicionais de retroarco (grupos São Roque e Açungui – parte), instaladas há *ca.* 620 Ma (Hackspacher *et al.* 2000, Juliani *et al.* 2000). Como elas foram depositadas sobre bacias remanescentes de retroarcos mesoproterozóicos (Serra do Itaberaba), constituem estruturas orogênicas ressurectas, típicas de terrenos poliorogênicos, na classificação de Sengör (1990). É possível que no Orógeno Pelotas a Sequência Ribeirão do Ouro da Bacia Brusque represente também restos de um retroarco neoproterozóico similar.

Estudos estruturais indicam que o Orógeno Pelotas evoluiu sob um sistema de empurrões com vergência para WNW em direção ao Cráton Rio de La Plata/Paraná e aos Microconti-

nentes Encantadas e Luís Alves (*e.g.* Hasui, 1983, Basei, 1985, Fernandes *et al.* 1992, Basei *et al.* 2000), configurando a evolução de um sistema transpressivo de orientação NE–SW. O Orógeno Paranapiacaba mostra vergência para sudeste contra a Microplaca Curitiba (Basei *et al.* 2000), em resposta à colisão oblíqua dos recém-amalgamados crátons São Francisco–Rio de La Plata/Congo contra essa microplaca (Campos Neto, 2000). No Orógeno Pelotas, o pico metamórfico-colisional foi precisamente datado (U-Pb SHRIMP) em *ca.* 630 Ma e 610 Ma. A idade mais precoce (630 Ma) obtida em zircões metamórficos de alto grau dos gnaisses do embasamento retrabalhado do Batólito Pelotas (гнаisses Chanã/Encantadas) corresponde à melhor estimativa para o pico colisional. A idade mais tardia (*ca.* 610 Ma) relaciona-se à cristalização da suíte granítica sintangencial do Batólito Pelotas (Silva *et al.* 1999). No Orógeno Paranapiacaba, o pico colisional está datado em *ca.* 610 Ma, com base na idade dos granitóides sincolisionais e do vulcanismo de retroarco (Gimenez Filho *et al.* 2000, Hackspacher *et al.* 2000). No Orógeno Rio Negro, a fase pré-colisional foi datada nos ortognaisses tonalíticos (630 Ma) e a fase sincolisional (600 Ma) nos leucogranitos gnáissicos (Tupinambá, 1999). Uma evolução integrada dos arcos Rio Negro e Serra dos Órgãos como componentes de uma única orogênese (Ribeira) (630–560 Ma) é alternativamente considerada (por exemplo: Heilbron *et al.* 1999 e Tupinambá, 1999). Entretanto, o longo intervalo entre a acreção dos arcos Rio Negro (630 Ma) e Serra dos Órgãos (570 Ma) indica que eles correspondem a distintos arcos/orógenos (Brito Neves *et al.* 1999; Silva *et al.* 2000a, 2002a; Campos Neto, 2000; Tab. V.3, Fig. V.14).

A fase magmática pós-colisional é bem representada nos orógenos Pelotas e Paranapiacaba e engloba corpos circunscritos, tardicolisionais a pós-colisionais, com idades de *ca.* 600 a 550 Ma (Tab. V.3), e incluem variedades crustais, subalcalinas (tipo-A) e variedades alcalinas e shoshoníticas (Bittencourt e Nardi, 1993). O plutonismo tardio localmente associa-se a derrames e piroclásticas de igual assinatura química nas bacias tarditectônicas caracterizando os estágios de soerguimento e colapso pós-orogênicos (Janasi e Ülbrich, 1995). As bacias tarditectônicas a pós-tectônicas são constituídas por assembléias de rochas vulcanossedimentares anquimetamórficas e têm sido interpretadas como bacias de antepaís (Gresse *et al.* 1996). As bacias Camaquã, Itajaí, Campo Alegre e Guaratubinha são associadas ao Orógeno Pelotas. A primeira (Camaquã) evoluiu para uma bacia tafrogênica, portadora de lavas máficas, datadas em 470 Ma (Remus, 1999). Essa fase bacinal tardia tem sido interpretada como precursora da Bacia Paraná. No Orógeno Paranapiacaba as bacias tarditectônicas recebem a designação de Castro e Camarinha.

Sistema de Orógenos Brasileiro III (Clímax 590–520 Ma)

Este sistema de orógenos compreende basicamente o Orógeno Araçuaí–Rio Doce (clímax 590–560 Ma), porém guarda também o registro de componentes de outros eventos, o Orógeno Búzios (clímax *ca.* de 520 Ma) e o Evento Caçapava do Sul (*ca.* 560 Ma).

O Orógeno Araçuaí–Rio Doce está exposto no limite oriental do Cráton São Francisco, com orientação N–S (Fig. V.13). Na concepção original de Almeida (1977) seria limitado a norte pelo próprio Cráton São Francisco e a sul por uma inflexão para a NNE–SW da “Faixa Ribeira”. Posteriormente, essa inflexão da “Faixa Ribeira” passou a ser designada de Orógeno Rio Doce (Figueiredo e Campos Neto, 1993, Campos Neto, 2000). Finalmente, com base em novas datações U–Pb obtidas nesse segmento, nos arcos Rio de Janeiro e Serra dos Órgãos, esse domínio foi reconhecido como uma extensão sudeste do Orógeno Araçuaí–Rio Doce e não mais como a inflexão nordeste da Faixa Ribeira (Silva *et al.* 2000b, 2002a).

A atividade magmática sinorogênica (pré-colisional a sincolisional) é caracterizada por dois arcos magmáticos alongados, acrescidos no domínio oriental do orógeno, que se estendem paralelamente à costa atlântica, desde as proximidades do Rio de Janeiro até o sul da Bahia (Silva *et al.* 2000a). Suas idades variam de 595 (Nalini Jr. *et al.* 1997) a 570 Ma (Silva *et al.* 2002a, b), o mais antigo (ocidental): Arco Serra dos Órgãos–Galiléia (595–570 Ma) corresponde a uma associação cordilherana expandida, característica de arcos continentais pré a sincolisionais maduros (Silva *et al.* 2002a, b). Nesse arco foram registradas ocorrências isoladas de remanescentes de rochas plutônicas mais antigas, com cerca de 625 Ma (Paes, 1999) de significado tectônico ainda duvidoso. O arco mais jovem (oriental) – Arco Rio de Janeiro (570–560 Ma, Silva *et al.* 2002a, b) – engloba os batólitos Rio de Janeiro, Caparaó e Nanuque e é caracterizado por granitos e gnaisses sincolisionais dos tipos-S e C, com abundantes evidências de charnockitização *in situ*. É o arco mais extenso da província constituído por associações predominantemente crustais relacionadas a anatexia das raízes do orógeno em resposta a um regime de colisão continental. A extremidade sul desses arcos, no Rio de Janeiro e no Espírito Santo, corresponde ao Arco Rio Doce de Figueiredo e Campos Neto (1993). Por esse motivo, de acordo com Silva *et al.* (2002), o Orógeno “Rio Doce” foi interpretado como uma extensão meridional do Orógeno Araçuaí.

Estudos Sm–Nd recentes na porção sul do Orógeno Araçuaí (Rio Doce) destacam idades-modelos de 2,0 a 1,6 Ga para os precursores de granitos pré-sincolisionais a sincolisionais, salientando a importância de crosta continental paleoproterozóica remobilizada durante a colisão no Brasileiro tardio (Nalini Jr., 1997, Brueckner *et al.* 1998). Interpretamos estas

idades T_{DM} no mesmo contexto da evolução do Sistema de Orógenos Brasileiro II, como resultado da fusão de crosta continental e manto litosférico paleoproterozóico, com limitada contribuição juvenil neoproterozóica. Este modelamento isotópico está de acordo com os dados de Cordani *et al.* (2002) e é compatível com a evolução de uma margem continental andina, posteriormente evoluída no contexto de um orógeno colisional (Campos Neto, 2000).

Ainda na fase sinorogênica, restos de assoalho oceânico (Ribeirão da Folha) foram intercalados com depósitos clásticos e químicos da Formação Salinas/Grupo Macaúbas (Pedrosa Soares *et al.* 1998), os quais são relacionados à evolução de um prisma acrecionário. Ainda nessa fase sincolisional, os depósitos grauvaqueanos da Formação Salinas foram caracterizados como derivados do arco magmático adjacente, com idade máxima de deposição mínima de *ca.* 580 Ma (Lima *et al.* 2002).

O padrão tectônico do orógeno sugere uma inversão das margens continentais em resposta a um sistema de empurrões com vergência para oeste, em direção ao Cráton São Francisco (Cunningham *et al.* 1996; Uhlein *et al.* 1999), no período de 595–560 Ma (Silva *et al.* 2002a). Pedrosa-Soares *et al.* (1998, 2001) relacionam esse sistema de empurrões à subducção para leste de litosfera oceânica (Ribeirão da Folha). As condições metamórficas na colisão variaram regionalmente da transição xisto verde/anfibolito até granulito. Desenvolveram-se predominantemente sob condições báricas de baixa pressão e temperatura e foram acompanhadas de fusão parcial das rochas metassedimentares com geração extensiva de granitos C e S *in situ* (Arco Rio de Janeiro).

O magmatismo pós-colisional é predominantemente cambriano, com idades de 540–490 Ma (Tab. V.3), e corresponde a cerca de 5% da área plutônica exposta no orógeno. É caracterizado por pequenos plútons circunscritos, evoluídos principalmente a partir de refusão de crosta ortognáissica (granitóides tipo I-caledonianos), incluindo termos mantélicos alcalinos e tholeiíticos. São associações calcialcalinas de alto K ou alcalinas, freqüentemente portadoras de termos charnockíticos e gabróides que ocorrem sob a forma de plútons freqüentemente zonados, com núcleos máficos, característicos dos estágios de relaxamento termal dos orógenos (Wiedemann, 1993, Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos, 2000).

Fora do Orógeno Araçuaí–Rio Doce, o sistema Brasileiro III tem registros (vestigiais) baseados em evidências indiretas em áreas muito restritas. O “Evento” Caçapava do Sul é sugerido pela intrusão sintectônica em um segmento de retroarco do Orógeno São Gabriel de um único plúton granítico com afinidade calcialcalina (alto K), datado em *ca.* 560 Ma, sintectonicamente ao metamorfismo registrado nas encaixantes (Remus *et al.* 2000, Remus, 1999). Devido à pequena área exposta do batólito (40 x 10 km), não é possível avançar muito sobre o significado regional e o contexto orogênico da

unidade, a qual possivelmente tem continuidade sob a Bacia do Paraná.

A leste da extensão meridional do Orógeno Araçuaí–Rio Doce, na região litorânea fluminense, dados estruturais e geocronológicos obtidos por Schmitt *et al.* (1999) mostraram que a bacia metavulcanossedimentar de Búzios sofreu inversão e foi submetida, juntamente com seu embasamento ortognáissico paleoproterozóico, a um sistema de empurrões com vergência para noroeste. Como consequência, encontram-se posicionados estruturalmente sobre os metassedimentos da margem passiva do Orógeno Araçuaí (Complexo Paraíba do Sul). Esse evento colisional foi datado pelo método U-Pb convencional em veios migmatíticos sintectônicos em *ca.* 520 Ma, idade atribuída à colisão de um suposto promontório da Placa do Congo com o Orógeno Araçuaí–Rio Doce, o Orógeno Búzios (Schmitt *et al.* 1999). A assembléia vulcanossedimentar associada (Búzios) foi interpretada como remanescente de um retroarco cambriano, ligado à subducção para oeste do Oceano Adamastor, e posteriormente metamorfozizado sob condições médias a altas de pressão e temperatura, há 520 Ma (Schmitt *et al.* 1999).

A Conexão com a Província Tocantins

A Província Mantiqueira é conectada na porção centro-ocidental com a extensão meridional da Província Tocantins (Arco Magmático Socorro–Guaxupé) e flanqueia os sistemas de orógenos do oeste africano.

Devido a esse posicionamento, a evolução nela delineada pode ser cotejada com a evolução de outros domínios brasileiros/pan-africanos. Na extremidade meridional da Província Tocantins, o Arco Socorro–Guaxupé, desenvolvido em resposta à colisão dos crátons Paraná *versus* São Francisco (há *ca.* 630 Ma), com transporte de massas para leste, foi afetado pela sobreposição de um sistema de empurrões tardios, com vergência para noroeste. Esse evento foi associado à colisão da extremidade meridional do Orógeno Araçuaí contra o Cráton São Francisco–Paraná (Trouw *et al.* 2000, Campos Neto, 2000), há 560 Ma (Silva *et al.* 2002a), dando origem à intrincada zona de interferência das duas províncias, anteriormente interpretada como um cinturão distinto (Alto Rio Grande).

Estudos tectônicos e isotópicos (Pimentel *et al.* 2000, Trouw *et al.* 2000, Silva *et al.* 2002a, Campos Neto, 2000) demonstram que a colagem brasileira na Província Tocantins seguiu um curso similar ao registrado na Província Mantiqueira, apenas com um intervalo mais estendido, de *ca.* 950–520 Ma. Essa evolução abrange o Arco Magmático de Goiás e a Faixa Brasília (Brasiliano I); Cinturão Araguaia e Arco Magmático Socorro–Guaxupé (Brasiliano II); e a Faixa Paraguai (Brasiliano III). A Fig. V.14, modificada e ampliada de Campos Neto (2000), é

uma tentativa de representação pictórica da evolução integrada dos sistemas de orógenos nas duas províncias.

Evolução Geotectônica

O Escudo Atlântico compreende a extensa área de terrenos pré-cambrianos exposta na porção oriental da Plataforma Sul-Americana, que se estende ao longo do litoral atlântico brasileiro, desde a foz do rio Tocantins ao norte, até o arroio Chuí ao sul. Esses terrenos estão compartimentados em quatro províncias estruturais, designadas por Almeida *et al.* (1977, 1981) como São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Fig. V.1).

As províncias Borborema, Tocantins e Mantiqueira preservam importantes registros tectônicos, magmáticos e sedimentares do Neoproterozóico, relacionados ao denominado Ciclo Brasileiro, de Almeida (1967). Conforme enfatizado por Brito Neves *et al.* (1999), o Brasileiro seria caracterizado por preservar “o registro de todos os estágios de desenvolvimento de um amplo e completo ciclo tectônico, no sentido de J. T. Wilson”. Por esse motivo, o estudo da sua evolução e conexões com o continente africano (Ciclo Pan-Africano) representa uma importante tarefa – não apenas do Serviço Geológico do Brasil mas de toda a comunidade geocientífica nacional – relativamente ao entendimento da transição Pré-Cambriano ao Fanerozóico em escala global.

Nesse trabalho, optou-se pelo emprego da expressão “sistemas de orógenos” (brasilianos) em substituição à designação corrente de ciclo e orógeno (conforme descrição sobre a Província Mantiqueira), que mais bem caracteriza o caráter diacrônico (*cf.* Brito Neves *et al.* 1999, Silva *et al.* 2002a, Campos Neto, 2000) da colagem orogênica neoproterozóica, formada por uma sucessão de orógenos implantados de *ca.* 950 a *ca.* 520 Ma.

Os Sistemas de Orógenos Brasileiros

O arcabouço geotectônico brasileiro contém sucessões tectono-estratigráficas mistas de depósitos de margens continentais rifteadas, restos imbricados de crosta oceânica e sucessões diacrônicas de arcos magmáticos, acrescidos de *ca.* 950 a 520 Ma. Guarda imbricações de remanescentes retrabalhados de embasamento arqueano, mesoproterozóico e paleoproterozóico. Nos domínios mais próximos dos crátons ocorrem depósitos de antepaís com idades neoproterozóica a cambriana, que refletem sedimentação e magmatismo sinorogênicos a tardiorogênicos, desenvolvidos em resposta à fase final de encurtamento crustal nos orógenos e *thrust-loading* das margens cratônicas. Esse mosaico de dimensões

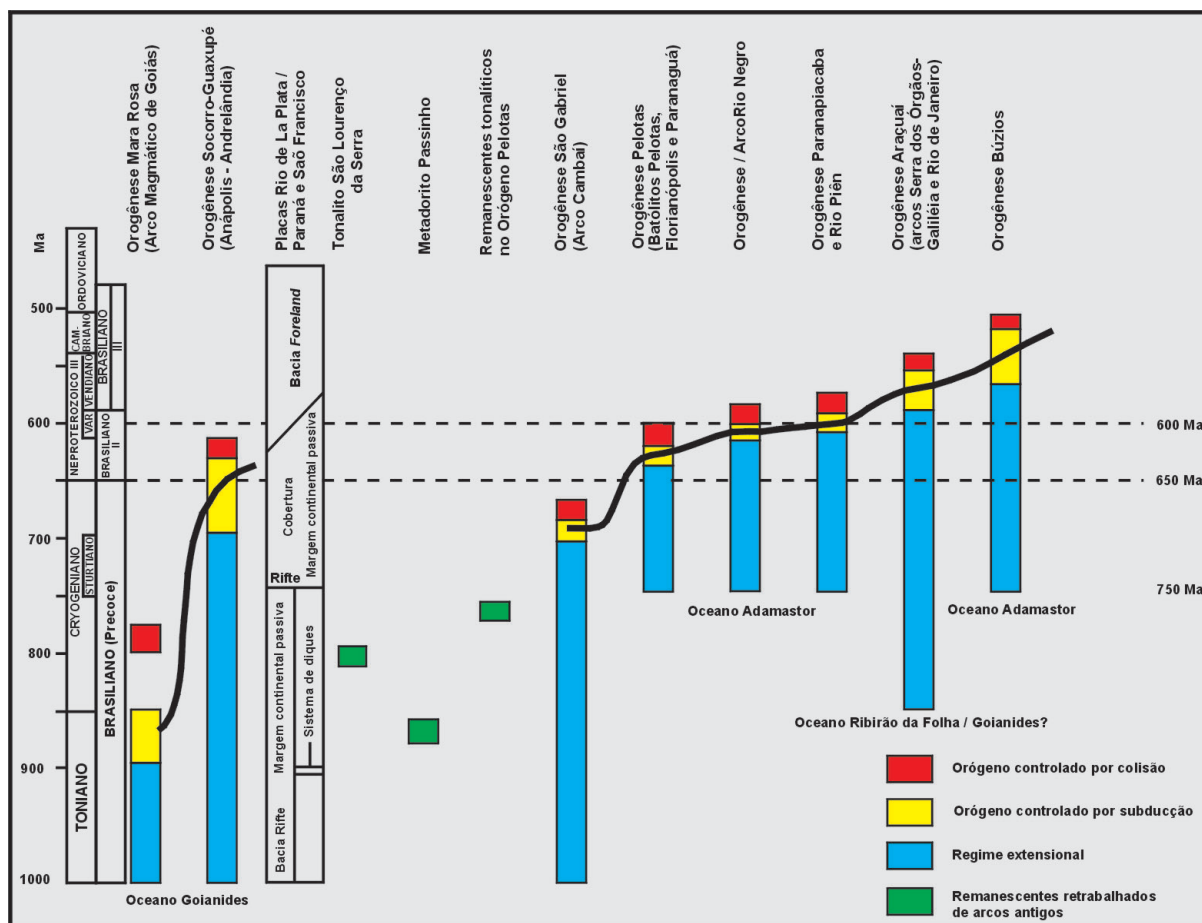


Figura V.14 – Evolução integrada dos sistemas de orógenos da Província Mantiqueira e parte da Tocantins (modificada de Campos Neto 2000 e Silva *et al.* 2002a)

Figure V.14 – Integrated evolution from the systems of orogens from Mantiqueira and part of the Tocantins provinces (modified from Campos Neto 2000 and Silva *et al.* 2002a)

continentais ocupa uma posição periférica relativamente aos crátons São Francisco, Rio de La Plata, Paraná e Amazonas.

A história evolutiva dessa colagem neoproterozóica no Brasil aqui delineada foi baseada essencialmente em dados geocronológicos U-Pb.

Tafrogênese Toniana-Criogeniana (Fragmentação e Dispersão do Supercontinente Rodínia)

A transição mesoproterozóica/neoproterozóica foi processo longo e diacrônico, estendendo-se de *ca.* 1000 até *ca.* 720 Ma (Unrug, 1996). No Brasil, devido à escassez de bons marcadores geocronológicos nos depósitos das margens continentais então formadas, essa transição nem sempre está bem definida. Na Província Mantiqueira encontra-se a melhor estimativa para o início da fase distensiva neoproterozóica, dada pela idade de *ca.* 875 Ma (U-Pb SHRIMP) dos granitóides subcalinos precursores do Orógeno Araçuaí (Silva *et al.* 2002b). No Orógeno Pelotas, vulcânicas félsicas relacionadas à margem continental Porongos forneceram idade U-Pb SHRIMP de *ca.* 780 Ma (Porcher *et al.* 1999). No Terreno Embu a idade

da deposição sedimentar da bacia foi estimado em *ca.* 750 Ma, com base em estudos de zircão detríticos (Hackspacher *et al.* 2000). Nas demais províncias, o início do processo de rifteamento não tem registro geocronológico. Na Província Borborema, existem estimativas de abertura em torno de: 750 Ma (Grupo Martinópole), 650 Ma (Faixa Seridó) e 630 Ma (Faixa Cachoeirinha) de acordo com Brito Neves *et al.* (2000). No entanto, os depósitos turbidíticos das faixas Seridó e Cachoeirinha são aqui considerados como sinorogênicos. Na Província Tocantins, estudos recentes em zircões detríticos indicam idade máxima de abertura de *ca.* 950 Ma para a Bacia Andreiândia (Campos Neto, 2002). Entretanto, devido à natureza da sedimentação do segmento da bacia estudado, esse autor interpreta a bacia como do tipo margem ativa.

Evidências indiretas das idades deposicionais são dadas pelo evento glaciogênico global de idade sturtiana (820?–770 Ma). Esses são representados na Província Mantiqueira pelas seções basais do Grupo Macaúbas; na Província Borborema pela seção basal do Grupo Vaza Barris (Faixa Sergipana) e pelo Grupo Ubajara (Brito Neves *et al.* 2000). Na Província Tocantins depósitos diamictíticos estão presentes na Formação Jequitai/

Grupo Bambuí, bacia de antepaís cronocorrelata à margem passiva Araxá. Na mesma província são conhecidos ainda registros de outro ciclo glacial mais jovem, pós-Sturtiano, representado pelos diamictitos e depósitos de ferro e manganês vendianos do Grupo Alto Paraguai e correlativos (Cinturão Paraguai), com idade estimada entre 600 e 570 Ma (Trompette, 1994).

Apesar de tectonicamente invertidas e interdigitadas, essas margens ainda preservam fragmentos de crosta oceânica e ofiolitos. Os mais expressivos ocorrem na Província Tocantins e são representados por uma assembléia de prisma acrescionário contendo remanescentes máfico-ultramáficos do Oceano *Goianides*, embutidos na margem passiva turbidítica Araxá (Seqüência Morro Feio e correlativas). Ainda na Província Tocantins também ocorrem remanescentes de fragmentos ofiolíticos correlacionados ao Oceano *Goianides*, no Cinturão Araguaia (Seqüência Metavulcanossedimentar Quatipurús) e no Orógeno/Arco Socorro Guaxupé (Trouw *et al.* 2000). Fragmentos possivelmente associados a esse precursor do Oceano Adamastor são também reconhecidos na Província Mantiqueira. Em especial os depósitos de fundo oceânico intercalados no prisma acrescionário Ribeirão da Folha e Orógeno Araçuaí, onde foram datados (isócrona Sm-Nd) em *ca.* 816 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 1998). No Orógeno São Gabriel, o Ofiolito Cerro Mantiqueira (Oceano Charrua de Frágoso-César *et al.* 1995) revelou idades U-Pb SHRIMP entre *ca.* 880?–730 Ma (Leite *et al.* 1998). Ambos constituem ramos oceânicos precoces relativamente à abertura do Oceano Adamastor, datada no sul da África entre 700 e 600 Ma (Gresse *et al.* 1996). No Orógeno Paranapiacaba e Rio Piên ocorrem remanescentes ofiolíticos mais jovens, possivelmente cronocorrelatos ao próprio Oceano Adamastor, conforme datação (U-Pb) de *ca.* 631 Ma (Harara, 2001). No Orógeno Pelotas os depósitos grauaqueanos e químico-exalativos portadores de intercalações de metabasaltos variolíticos e almofadados – reconhecidos como de fundo oceânico (Silva, 1991) – podem também representar fragmentos de um outro ramo do Oceano Adamastor (Formação Ribeirão do Ouro e Grupo Brusque). A assinatura química intermediária entre basaltos alcalinos *Whithin Plate Basalts* – WPB e MORB, conforme dados de Sander (1992), corresponde às assinaturas obtidas nos fragmentos oceânicos na Formações Bridgetown (Cinturão Saldania) e nos complexos Schakalsberg e Chameis no Cinturão Gariep, com idade de espalhamento bem demarcada entre 700 e 600 Ma (Gresse *et al.* 1996).

Colagem Brasileira

A inversão e a colisão das margens continentais em resposta ao fechamento dos três oceanos brasileiros tiveram trajetória diacrônica durante a colagem neoproterozóica (Brito Neves *et al.* 1999; Campos Neto, 2000; Silva, 1999; Silva *et al.* 2002a). A evolução diacrônica deu origem a distintos sistemas

ramificados de orógenos, presentemente reconhecidos como uma sucessão de arcos magmáticos continentais e mais raramente intraoceânicos (*e.g.* Brito Neves *et al.* 1999; Campos Neto, 2000).

Na Província Mantiqueira onde se dispõem de dados geocronológicos mais consistentes, devido ao amplo intervalo de duração da fase compressional (950–520 Ma) marcada por sucessivos picos colisionais e magmáticos, os orógenos correspondentes puderam ser precisamente individualizados e cartografados. A colagem orogênica foi subdividida em intervalos de tempo menos estendidos: os sistemas de orógenos. Cada um dos sistemas é constituído por um ou mais picos metamórficos, magmáticos e colisionais representando distintos orógenos ou colagem orogênica no sentido de Sengor (1990). Esses picos (clímax) orogênicos foram reconhecidos pela caracterização da repartição tectono-magmática por cerca de 140 datações U-Pb em 120 plútons da Província Mantiqueira (Silva *et al.* 2002a). Os sistemas de orógenos Brasileiro I (clímax 950–700 Ma), Brasileiro II (clímax 650–610 Ma) e Brasileiro III (clímax 590–520 Ma), foram sucedidos no período Cambriano, pela deposição de bacias tardiorogênicas a pós-orogênicas (antepaís e transtrativas) associadas a magmatismo alcalino e shoshonítico (*e.g.* Bittencourt e Nardi, 1993; Wiedemann, 1993) ligado ao colapso dos orógenos (Janasi e Ulbrich, 1995).

Além das distintas épocas de implantação, o curso orogênico seguido em cada um dos sistemas foi bastante peculiar. Assim, o Brasileiro I (Brasiliano Precoce) engloba os primeiros orógenos acrescionários (*subduction-related orogens*) brasileiros, caracterizados por adição em larga escala de material juvenil. O Brasileiro II (650–610 Ma) é o mais extensivamente distribuído ocupando cerca de 70% dos domínios brasileiros nas três províncias. É caracterizado pela predominância de orógenos associados à colisão (*collision-related orogens*) e reciclagem de material crustal com adição juvenil muito restrita (o Arco Rio Negro é a exceção). O Brasileiro III (Brasiliano Tardio) inclui os orógenos da transição Pré-cambriano e Fanerozóico, que são também caracterizados por discreta adição magmática juvenil.

Embora tendo em conta os patamares muito distintos de conhecimento geocronológico e geotectônico entre as províncias, procurou-se aplicar para as demais esse esquema evolutivo previamente caracterizado na Província Mantiqueira (Tab. V.4, Tab. V.5, Tab. V.6)

Sistema de Orógenos Brasileiro I (Clímax 950–700 Ma)

Na Província Tocantins, encontram-se os melhores e mais bem datados orógenos relacionados aos processos orogênicos neoproterozóicos mais precoces (Tab. V.4). O Arco Mágmatóico de Goiás do Orógeno Mara Rosa está exposto em estreita e alongada faixa, com cerca de 300 km de extensão a oeste de

Tabela V.4 Repartição tectônica baseada em geocronologia U-Pb para o Sistema de Orógenos Brasileiro I (clímax há 950–700 Ma) (Compilado de Silva *et. al* 2002a)
 Table V.4 U-Pb based tectonic repartition for the system of orogens Brasileiro I (clímax at 950–700 Ma) (Compiled from Silva *et. al* 2002a)

| Idade (Ma) | PROVÍNCIA TOCANTINS | | PROVÍNCIA MANTIQUEIRA | |
|------------|--|---|-----------------------|----------------------------|
| 500 | Arco Magmático de Goiás Plútons pós-tectônicos | Faixa Brasília | Orógeno São Gabriel | Terreno Embu |
| 600 | M ₂ | Granitóides Sincolisionais Quebra Anzol M ₁ Alta P/T | | M ₂ |
| 650 700 | Arco Iporá - Jaupaci | Bacia de antepaís Bambuí | M ₂ | |
| 750 | Arco Anápolis - Itauçu | | Arco Cambaí/Vacacaí | |
| 760 | | | | |
| 790 | M ₁ Alta P/T | Granitóides Sincolisionais Maratá | | M ₁ |
| 800 | | | M ₁ | Arco São Lourenço da Serra |
| 850 | Arco Magmático de GO (arcos intraoceânicos Mara Rosa e Arenópolis) | Melange tectônica (Prisma acrescionário e restos de ofiolitos) imbricados na margem | Metadiorito Passinho | |
| 900 | | | | |
| 950 | | | | |

M: Metamorfismo; P e T: condições de Temperatura e Pressão

Goiás e sul de Tocantins. É um arco juvenil intraoceânico com assembléias plutônicas (Arenópolis) e vulcânicas (Mara Rosa), geradas a partir da subducção para leste e consumo do Oceano *Goianides*, há *ca.* 950 Ma. Foi posteriormente aglutinado ao Maciço Central de Goiás, há *ca.* 790 Ma (Pimentel *et al.* 1997, Pimentel *et al.* 2000). Relaciona-se também a essa evolução brasileira precoce o magmatismo do Arco Anápolis–Itauçu datado em *ca.* 760 Ma, porém metamorfoisado apenas há *ca.* 640 Ma (Piuzana, 2002).

Na Província Mantiqueira o mais importante registro do sistema Brasileiro I é fornecido pelo Orógeno São Gabriel, que está exposto em pequena extensão (5.000 km²), no sudoeste do Rio Grande do Sul, a oeste do Orógeno Pelotas. Foi caracterizado como arco intraoceânico plúton/vulcânico (Cambaí/Vacacaí) com remanescentes ofiolíticos (Cerro Mantiqueira), componente do Oceano Charrua de Frago-César *et al.* (1995), que evoluiu no intervalo 880–700 Ma (Babinski *et al.* 1996; Leite *et al.* 1998). O arco foi aglutinado à margem oriental do Cráton Rio de La Plata, há *ca.* 730 Ma (Leite *et al.* 1998), por meio de sistema de empurrões para oeste implicando

a subducção para leste do Oceano Charrua. Remanescentes isolados de gnaisses tonalíticos foram também registrados no Orógeno Pelotas (*ca.* 780 Ma, Silva *et al.* 1999) e no Terreno Embu (*ca.* 810 Ma, Cordani *et al.* 2002).

Sistema de Orógenos Brasileiro II (Clímax 640–610 Ma)

No sul da Província Mantiqueira, estudos estruturais indicam que o sistema Brasileiro II, incluindo o Orógeno Pelotas, evoluiu sob um sistema de empurrões com vergência para WNW em direção ao Cráton Rio de La Plata/Paraná e os microcontinentes Encantadas e Luís Alves (*e.g.* Hasui, 1983; Basei, 1985; Fernandes *et al.* 1992; Basei *et al.* 2000), seguido de um sistema transpressivo de orientação NE–SW. O magmatismo pré a sincolisional foi datado no intervalo 640–610 Ma (Silva *et al.* 2002a) e o pico colisional, em *ca.* 630 Ma (Silva *et al.* 1999).

O Orógeno Paranapiacaba mostra vergência para sudeste contra a microplaca Atuba e Luís Alves (Basei, *et al.* 2000), em resposta à colisão oblíqua dos recém-amalgamados crátons

Tabela V.6 Repartição tectônica baseada em geocronologia U-Pb para o Sistema de Orógenos Brasileiro II (Clímax há 600–520 Ma) (Compilado de Silva *et al.* 2002a)
 Table V.6 U-Pb based tectonic repartition for the system of orogens Brasileiro III (climax at 600–520 Ma) (Compiled from Silva *et al.* 2002a)

| Idade (Ma) | PROVÍNCIA TOCANTINS | | PROVÍNCIA MANTIQUEIRA | | | | | | |
|------------|--|-----------------|----------------------------|---------------------------|-------------|--|--------------------------------------|--|-------------------|
| | Cinturão Paraguai | Evento Caçapava | Orógeno Búzios | | | Orógeno Araçuaí/Rio Doce | | | |
| 500 | Granitóides pós-tectônicos | | | | | Plutonismo pós-orogênico | | | |
| 510 | | | | | | | | | |
| 520 | | M | Migmatitos sincolisio-nais | Bacia de retroarco Búzios | M Média P/T | | | | |
| 530 | | | | | | | Plutonismo pós-colisional | | |
| 540 | | | | | | | | | |
| 550 | | | | | | | | | |
| 560 | Margem Passiva com Depósitos Glaciogênico basais | | Plúton sino-rogênico | | | Arco sincolisional Rio de Janeiro | Bacia de margem ativa (arco) Salinas | Prisma acrescio-nário (Ribeirão da Folha/Dom Silvério) | M Baixa/média P/T |
| 570 | | | | | | Arco pré-sincolisional Serra dos Órgãos - Galiléia | | | |
| 580 | | | | | | | | | |
| 590 | | | | | | | | | |
| 600 | | | | | | | | | |

M: Metamorfismo; P e T: condições de Temperatura e Pressão

São Francisco, Rio de La Plata e Congo (Campos Neto, 2000). O magmatismo sincolisional foi datado no intervalo 630–620 Ma (Gimenez Filho *et al.* 2000; Campos Neto, 2000), enquanto os tholeiítos do retroarco forneceram idade de *ca.* 620 Ma (Hackspacker *et al.* 2000). Embora os remanescentes ofiolíticos de Piên datados em *ca.* 631 Ma (Harara, 2001) sejam considerados como parte de um orógeno distinto do Orógeno Paranapiacaba – o Orógeno Rio Piên (Basei *et al.* 2000; Campos Neto, 2000) – no presente trabalho por motivo de simplificação ambos foram preliminarmente associados à evolução do Paranapiacaba.

O domínio central da província, incluindo partes dos orógenos Paranapiacaba, Rio Negro e a extensão meridional da província Tocantins (Arco Socorro–Guaxupé), devido à sobreposição de eventos em curto intervalo de tempo, é a unidade tectônica com evolução mais complexa e, até o presente, menos consensual, entre os segmentos brasileiros. Por exemplo, o Orógeno/Arco Rio Negro, batólito pré-colisional, datado em *ca.* 630 Ma (Tupinambá, 1999), é considerado como uma fase pré-colisional do segmento nordeste da Faixa Ribeira (Orógeno Araçuaí, na atual classificação) (*e.g.* Trouw *et al.* 2000; Tupinambá, 1999; Heilbron *et al.* 1999). Entretanto, para Campos Neto (2000) e Silva *et al.* (2002a), trata-se de uma fase pré-sincolisional de um arco precursor (clímax há

630 Ma) do Orógeno Araçuaí–Rio Doce (clímax há 560 Ma). Além do mais, esse arco mais antigo (Rio Negro) pode representar uma extensão nordeste do Batólito Costeiro, considerado no Paraná o limite setentrional do Orógeno Pelotas (Silva *et al.* 2002a).

O magmatismo sincolisional no Terreno Embu é correlacionado a esse sistema de orógenos, devido à datação em *ca.* 650–630 Ma do magmatismo pré a sincolisional (Tassinari e Campos Neto, 1988; Passarelli, 2001).

A Faixa Brasília é composta por um arranjo de *nappes* transportadas para leste e sudeste (Simões e Valeriano, 1990; Valeriano *et al.* 1998, Campos Neto, 2000, Trouw *et al.* 2000), durante a colisão dos crátons Amazonas e São Francisco (Brito Neves e Cordani, 1991). O evento colisional foi acompanhado de metamorfismo, sob condições de alta pressão e temperatura, datado em *ca.* 610–630 Ma (Pimentel *et al.* 1998a). A identificação de associações petroectônicas de fundo oceânico (Brod *et al.* 1991; Strieder e Nilson, 1992; Roig e Schrank, 1992) sugere que a colisão teria sido o ápice do processo de convergência experimentado pelas citadas massas cratônicas, envolvendo o consumo de litosfera oceânica em uma paleozona de subducção com provável mergulho para oeste (Fuck *et al.* 1993).

A Faixa Araguaia apresenta transporte tectônico para noroeste (Alvarenga *et al.* 2000), sob regime de baixa pressão

e temperatura, com posterior superposição na extremidade sul de um regime transcorrente NNE–SSW (Lineamento Transbrasiliano). A única estimativa para a idade do metamorfismo é de *ca.* 650 Ma (Pb-Pb, evaporação) e foi obtida nos granitóides sincolisionais (Moura e Gaudette, 1993). Nesse contexto, o cinturão corresponderia a um orógeno cronocorrelato ao Arco Socorro–Guaxupé, na extremidade sudeste da província (Tab. V.5).

Na Província Borborema, os cinturões do Domínio Médio Coreau mostram uma vergência para noroeste em direção ao Cráton São Luís, enquanto aqueles dos domínios da Zona Transversal apresentam vergência para SE, em direção ao Cráton São Francisco (Brito Neves *et al.* 1999). O pico colisional, segundo os autores supramencionados, teria ocorrido no intervalo 630–610 Ma. Datações U-Pb SHRIMP recentemente obtidas (Silva *et al.* 2002d), no Domínio da Zona Transversal, Terreno Alto Moxotó, permitiram o reconhecimento de um arco magmático com idade acrescional de *ca.* 640 Ma. Trata-se dos gnaisses Sumé, cuja composição sódica (trondhjemitica) indica sua origem primitiva, possivelmente representando um fragmento de arco intraoceânico. Entretanto, os dados químicos e cartográficos disponíveis são ainda limitados, demandando trabalhos adicionais para a confirmação dessas inferências.

Sistema de Orógenos Brasileiro III (600–520 Ma)

O Orógeno Araçuaí (Araçuaí–Rio Doce) é o mais importante componente do sistema Brasileiro III. Na concepção original de Almeida *et al.* (1977), estende-se pelo limite oriental do Cráton São Francisco com orientação norte–sul, até as proximidades do paralelo 21°S (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Entretanto, novos dados geocronológicos permitem considerar-se a extremidade nordeste da “Faixa” Ribeira localmente designada de Orógeno Rio Doce (Figueiredo e Campos Neto, 1993), como uma prolongação sudeste do Orógeno Araçuaí. O padrão tectônico da faixa sugere uma inversão da bacia por empurrões com vergência para oeste, em direção ao Cráton São Francisco (Cunningham *et al.* 1998; Ulhein *et al.* 1998). A mesma faixa estaria associada à subducção para leste do Oceano Ribeirão da Folha (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001), que ocorreu no intervalo 590–560 Ma (Tab. V.6). O magmatismo pré-colisional do orógeno foi datado no intervalo 595–570 Ma (Nalini Jr. *et al.* 1997; Silva *et al.* 2002a). O magmatismo sincolisional, por sua vez, está restrito ao intervalo 580–560 Ma (Silva *et al.* 2002a, b). As metagrauvacas da Formação Salinas consideradas como depósitos associados à erosão do arco magmático tiveram sua idade máxima de deposição datada em *ca.* 580 Ma (Lima *et al.* 2002).

No Rio Grande do Sul, a datação em *ca.* 560 Ma do batólito sintectônico calcialcalino de Caçapava do Sul (Tab. V.6), no Rio Grande do Sul (Remus, 1999), sugere a possibilidade da existência de um orógeno cronocorrelato ao Araçuaí, situado

a leste do Orógeno São Gabriel – possivelmente encoberto pela Bacia do Paraná.

A leste do Orógeno Araçuaí, no litoral fluminense, encontram-se vestígios do componente mais tardio do Brasileiro III, o Orógeno Búzios (Tab. V.6) de Schmitt *et al.* (1999). Seu registro orogênico está relacionado à inversão da bacia (de retroarco) Búzios, em resposta a um sistema de empurrões para oeste, que afeta também o embasamento paleoproterozóico. Esse orógeno (vestigial) representa o derradeiro episódio da colagem brasileira, datada em *ca.* 520 Ma (Schmitt *et al.* 1999).

O fechamento do Cinturão Paraguai, na Província Tocantins (Tab. V.6), teria ocorrido em período similar, entre 550–500 Ma (Trompette *et al.* 1998). Entretanto, não existem presentemente dados geocronológicos seguros que permitam confirmar essas inferências.

Conexões Pan-africanas

Os cinturões brasileiro e pan-africanos, bem como suas bacias de antepais do sul na África e América do Sul, são antigas cicatrizes globais deixadas pela coalescência das placas (crátons), oriundas da desagregação de Rodínia. Os crátons, nos dois continentes, aparentemente constituíam margens correspondentes opostas, desde a fragmentação de Rodínia até a reconstrução do Gondwana. Os protocontinentes e oceanos originados da fragmentação e dispersão de Rodínia são desconhecidos e aqueles que tomaram seu lugar no Gondwana Ocidental são especulativos. Entretanto, os processos mais globais, envolvidos na evolução do megaciclo neoproterozóico podem hoje ser reconhecidos em ambos os continentes. Em especial, a subdivisão aqui adotada para os sistemas de orógenos brasileiros é também reconhecida nos orógenos pan-africanos (*e.g.* Caby, 1998). Esse autor agrupa os orógenos do norte da África em três sistemas de orógenos com intervalos temporais e significados geológicos similares aos observados no Brasil: “Evento Tectônico-metamórfico Pan-africano Precoce” (750–700 Ma); “Principal Episódio Pan-Africano” (630–580 Ma) e “Episódio Pan-africano Tardio” (580–520 Ma) (Tab. V.7).

A introdução de métodos de datações mais precisos e robustos (U-Pb SHRIMP) em ambos os continentes facilitou a percepção de novas opções nos modelos de ajustes dos orógenos brasileiros e pan-africanos. Com referência ao Orógeno Araçuaí, sua correlação com os cinturões pan-africanos do Cráton Oeste do Congo já é bem estabelecida (*e.g.* Brito Neves e Cordani, 1991, Trompette, 1994, Pedrosa-Soares *et al.* 1998). Apesar disso, ainda não se dispunham de dados geocronológicos diretos referentes à idade do pico colisional nos dois continentes. No caso dos cinturões do oeste do Congo, só recentemente Tack e Fernandes-Alonzo (1998) dataram o pico colisional em *ca.* 565 Ma. Essa idade coincide, dentro do erro do método, com a idade de *ca.* 560 Ma para a colisão

Araçuaí no Arco Sincolisional Rio de Janeiro (Silva *et al.* 2002a). Embora ambos os dados reforcem as conhecidas correlações, elas fornecem novas possibilidades para o modelo geral de ajuste intercontinental (Fig. V.15). Idades de cristalização similares (*ca.* 550 Ma; Silva *et al.* 2000c) foram obtidas nos granitóides sincolisionais do Orógeno Saldania e do Orógeno Kaoko (560 Ma; Seth *et al.* 1998). Esses dados contradizem os modelos de correlação direta admitidos desde os trabalhos de Porada (1979), Trompette (1994), Unrug (1996), dos “cinturões” Ribeira e Dom Feliciano (clímax em *ca.* 630 Ma) com os orógenos da África Ocidental (Kaoko, Damara, Gariep e Saldania – clímax em *ca.* 560 Ma). Conseqüentemente, uma provável extensão para sudeste do Orógeno Araçuaí (Arco Rio de Janeiro – *ca.* 560 Ma), presentemente recoberta pelos depósitos recentes do Oceano Atlântico, passa a ser a melhor candidata a representar o elo da amalgamação final também no sul dos dois continentes (Silva *et al.* 2002a). Além disto, a ubiqüidade do registro do pico colisional em 560 Ma, desde o norte do Orógeno Araçuaí (Batólito Nanuque; Silva *et al.* 2002b); e estendendo-se aos cinturões do sudoeste africano, permite especular outras opções para a evolução do Orógeno Araçuaí–Oeste do Congo, supostamente confinado ao “Golfo Araçuaí” (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

Na Província Borborema, os cinturões do Domínio Médio Coreau, associados à subducção do Oceano Pharuseano, comporiam no lado brasileiro o Cinturão Móvel Trans-Sahariano (Trompette, 1994; Unrug, 1996) desenvolvido às margens dos crátons São Luís e Oeste Africano (Brito Neves *et al.* 1999).

No domínio da Zona Transversal os cinturões brasileiros resultariam da convergência das placas Hoggar–Potiguar e Parnaíba–Oeste da África (Brito Neves *et al.* 1999).

Síntese da Evolução Geotectônica: Os Sucessivos Ciclos de Wilson, do Arqueano ao Neoproterozóico

A evolução tectônica do embasamento da Plataforma Sul-Americana exposto no Escudo Atlântico deu-se por sucessivos episódios orogênicos envolvendo a ocorrência de fenômenos de acreção e retrabalhamento crustais, precedidos e sucedidos por importantes eventos de tafrogênese, ocorridos durante as épocas Neo-Arqueana, Paleoproterozóica, Mesoproterozóica e Neoproterozóica. Compreendem, na realidade, uma sucessão de ciclos de Wilson, descritos a seguir, de forma simplificada.

A consolidação e individualização de blocos crustais de diversos tamanhos (microcontinentes e continentes) somente ocorreu no final do Mesoarqueano. Esses blocos (Gavião-Lençóis, Quadrilátero Ferrífero, Crixás–Goiás e outros) preservam até hoje a sua identidade, apesar dos eventos tectônicos subseqüentes a que foram submetidos. Encerram terrenos *granito-greenstone*, onde se destacam *greenstone belts* portadores de suítes metatholeiíticas/komatiíticas geradas em ambiente extensional-ocêânico (Crixás/Goiás, Mundo Novo, Ibitira, Riacho de Santana, Fortaleza de Minas, Pium-hi e Serro) e domos gnáissicos compostos de suítes TTG geradas em

Tabela V.7 – Subdivisão dos sistemas de orógenos brasileiros e pan-africanos baseada em dados U-Pb
(Compilado de Silva *et al.* 2002a)
Table V.7 – U-Pb based subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens
(Compiled from Silva *et al.* 2002a)

| Idade (Ma) | Classificação para os orógenos do norte de África (Caby, 1998) | Classificação para os sistemas de orógenos brasileiros/pan-africanos |
|------------|---|---|
| 500 | | |
| 520 | EPISÓDIO PAN-AFRICANO TARDIO Dominância de orógenos colisionais | BRASILIANO/PAN-AFRICANO III (Brasiliano tardio) Dominância de orógenos colisionais |
| 550 | | |
| 580 | | |
| 600 | | |
| 650 | PRINCIPAL EPISÓDIO PAN-AFRICANO Dominância de orógenos colisionais | BRASILIANO/PAN-AFRICANO III *Dominância de orógenos colisionais |
| 700 | EVENTO PAN-AFRICANO PRECOCE Dominância de orógenos acrescionários e de adição de crosta juvenil (arcos intraoceânicos) | BRASILIANO/PAN-AFRICANO I (Brasiliano Precoce) Dominância de orógenos acrescionários e de adição de crosta juvenil (arcos intraoceânicos) |
| 750 | | |
| 800 | | |
| 850 | | |
| 900 | | |
| 950 | | |

sucessivos episódios de acreção crustal (3,4 a 3,0 Ga) desde o Paleoarqueano, conforme registrado no Bloco do Gavião, na Bahia.

A primeira colagem orogênica de expressão continental aglutinou vários blocos mesoarqueanos a partir de 2,77 Ga (protocontinentes São Francisco e Congo, Bloco Serrinha). Corresponde ao ciclo orogênico Jequié (2,8–2,6 Ga), registrado no embasamento da Província São Francisco por meio de orógenos acrescionários e colisionais (Orógeno Itabuna–Salvador–Curaçá, Bloco Jequié) e de *greenstone belts* relacionados a arcos (Orógeno Rio das Velhas) e de bacias retroarco (*greenstone belts* Boquira, Urandi, Licínio de Almeida, Contendas/Mirante–unidade média, Itapicuru, Rio Salitre).

Esse ciclo orogênico foi precedido de abertura oceânica em torno de 2,9 Ga (complexos São José do Jacuípe, Ipirá, Bom Despacho e unidade basal do Grupo Nova Lima), acompanhada de associações de rochas metassedimentares do tipo QPC, típicas de margens passivas (complexos Tanque Novo, Almadina e outras). Os *greenstone belts* de retroarco dispõem-se em faixas lineares, que se comportaram como sítios extensionais intracontinentais e chegaram a desenvolver aberturas oceânicas limitadas, mais jovens que 2,7 Ga, marcadas por vulcanismo basáltico, sucedido por espessas formações exalativas (Boquira, Licínio de Almeida, Urandi).

A segunda colagem orogênica envolveu a fusão de paleocontinentes neo-arqueanos no Riáciano (2,3–2,05 Ga).



Figura V.15 – Reconstituição da colagem do Gondwana mostrando a distribuição dos orógenos brasileiros pan-africanos e os principais crátons associados há ca. 560 Ma (modificado de Grunow *et al.* 1996). Antigos blocos cratônicos do Gondwana Ocidental e possíveis terrenos periféricos: M – Província Mantiqueira; T – Província Tocantins; B – Província Borborema; P – Orógeno Pampeano; D – Cinturão Damara; G – Cinturão Gariep; K – Cinturão Karoo; L – Arco Lufilian; LH – Baía Lützow–Holm; MD – Madagascar; Y – Montanhas Yamato; R – Orógeno Ross; S – Cinturão Saldania; SH Cadeia Shackleton; SL – Siri Lanca; SR – Montanhas Sor Rondane; Z – Cinturão Zambesi; Outras feições: EM – Montanhas Elisworth–Whitmore; QML – Terra Queen Maud; Crátons: SF – São Francisco; AM – Amazonas; RP – Rio de La Plata/Paraná; KA – Kalahari; CO – Congo; WA – África Ocidental

Figure V.15 – Reconstitution from the Gondwana collage showing the distribution of the Brasiliano/Pan-African orogens and associated cratons at ca. 560 Ma. (modified from Grunow *et al.* 1996). Ancient cratonic blocks from the Western Gondwana and possible outboards terranes: M – Mantiqueira Province Mantiqueira; T – Tocantins Province; B – Borborema Province; P – Pampean Orogen; D – Damara Belt; G – Gariep Belt; K – Karoo Belt; L – Lufilian Arc; LH – Baía Lützow–Holm; MD – Madagascar; Y – Yamato Mountains; R – Ross Orogen; S – Saldania belt; SH Shackleton Range; SL – Siri Lanca; SR – Sor Rondane Mountains; Z – Zambesi Belt; Other features: EM – Elisworth–Whitmore mountains; QML – Queen Maud Land; Cratons: SF – São Francisco; AM – Amazonas; RP – Rio de La Plata/Paraná; KA – Kalahari; CO – Congo; WA – Africa

Corresponde à colagem Riaciana (Transamazônica) registrada em arcos magmáticos acrescionários, juvenis, relacionados a subducção (2,20–2,15 Ga) e arcos continentais, relacionados a colisão (2,15–2,05 Ga), com desfecho (colisional) marcado por pico metamórfico na fácies granulito em 2,08 Ga. Esses orógenos circunscvem o paleocontinente Sanfranciscano (Cinturão Móvel Paleoproterozóico Dianópolis–Silvânia, Cinturão Mineiro, Cinturão Móvel Bahia Oriental) e também blocos menores de microcontinentes como Tróia–Pedra Branca, na Província Borborema, e Luís Alves, na Província Mantiqueira; além de pequenos núcleos arqueanos, a exemplo de Bom Jesus–Presidente Juscelino, que propiciando amplo crescimento lateral da crosta continental durante o Paleoproterozóico (como exemplificado nos domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte, na Província Borborema).

Esse ciclo orogênico foi precedido por tafrogênese, ocorrida durante o Sideriano, com registros de magmatismo intraplaca de fonte mantélica (intrusões alcalinas, shoshoníticas, mangeríticas e máfico-ultramáficas), de associações de rochas supracrustais de rifte (Complexo Saúde) e de margem passiva (grupos Minas, Colomi e Ceará) que culminou com abertura oceânica antes de 2,2 Ga (*grenstones belts* Rio Itapicuru, na Bahia, e Riachão do Ouro, em Tocantins).

A colagem orogênica Riaciana foi sucedida por um longo período de tafrogênese, que teve início no Orosiriano (2,05 Ga), ou um pouco antes, a 2,08 Ga, em regime transtraccional, com registro de magmatismo derivado diretamente do manto (grandes intrusões de complexos de rochas máfico-ultramáficas acamadados, suítes gabro-anortosíticas, maciços sieníticos, suítes alcalinas e carbonatitos) que ocorre na região central da Província Tocantins, em Goiás, e na Província São Francisco, na Bahia e em Minas Gerais. As bacias sedimentares formadas pós-colagem Riaciana foram submetidas a deformação no Orosiriano e transformadas em orógenos transpressionais (*e.g.* Jacobina, Bahia).

Seguiu-se a Tafrogênese do Estateriano (Brito Neves *et al.* 1995a), com rifting da crosta continental, acompanhado de magmatismo anorogênico/intraplaca de origem predominantemente crustal (suítes granitoides tipo A – Borrachudos, Lagoa Real, Serra do Deserto, Lima Campos, granitos estaníferos de Goiás), associações vulcânicas/subvulcânicas félsicas e piroclásticas, localmente bimodais (formações Rio dos Remédios, Pajeú, unidade inferior do Grupo Orós–Jaguaribe) e depósitos sedimentares de ambiente continental (sistemas de riftes Espinhaço, Araí-Serra da Mesa, Orós–Jaguaribe).

As bacias rifte expandiram-se no Calimiano em amplas sinéclises com depósitos sedimentares de ambientes transicional e marinho, compreendendo as bacias do Supergrupo Espinhaço, das quais o Espinhaço Meridional (MG) e Chapada Diamantina (BA) são classificadas como do tipo rifte-sinéclise, e a do Espinhaço Setentrional, como do tipo rifte. No Espinhaço Meridional, as formações estão agrupadas em tectono-seqüências

que caracterizam os estágios pré-rifte e rifte, com extensão e quebraamento da crosta, e sinéclise, que se seguiu a uma transgressão marinha. Processos semelhantes podem ser inferidos para a Chapada Diamantina. No Espinhaço Setentrional, a evolução da bacia aparentemente não ultrapassou a fase rifte paleo-mesoproterozóica, pois só foi sucedida por uma sedimentação neoproterozóica (*ca.* 900 Ma), continental e marinha, relacionada ao aulacógeno Santo Onofre.

A abertura oceânica e a dispersão das massas continentais somente ocorreram no Ectasiano, a 1,3 Ga, e o assoalho oceânico se expandiu até o Esteniano, registrado por meio dos remanescentes de crosta oceânica. Esses remanescentes ocorrem em domínios tectônicos estruturados no Brasiliano, mas apresentam uma distribuição espacial ordenada e coerente, em torno da Província do São Francisco, abrangendo as regiões nordeste, nor-noroeste, oeste e sul-sudeste. Nas regiões oeste e sul-sudeste, as seqüências metavulcanossedimentares de Palmeirópolis–Juscelândia e Serra de Itaberaba são interpretados como remanescentes de crosta oceânica gerada em ambiente extensional, durante o Ectasiano (1,4 a 1,2 Ga). Na região nordeste, os complexos Canindé e Marancó são interpretados como arcos vulcânicos, com idade de 1040 Ma, enquanto na região nor-noroeste os complexos Brejo Seco e Monte Orebe são considerados remanescentes ofiolíticos relacionados a bacia de retroarco, com idade mínima de 1,0 Ga. A variação das idades desses remanescentes de crosta oceânica é coerente com o estágio pré-orogênico, no Ectasiano, e orogênico, no final do Esteniano. A análise desses dados é consistente com o desenvolvimento de uma abertura de bacia oceânica durante o Ectasiano, que se expandiu na primeira metade do Esteniano e entrou em subducção ainda neste período. Essa subducção, seguida de colisão, ocorreu primeiro na região nordeste entre 1,1–0,96 Ga e, em seguida, na região oeste, entre 0,93–0,79 Ga, o que caracteriza um sistema orogênico progressivo, iniciado no final do Mesoproterozóico e com continuidade no Neoproterozóico (Delgado *et al.* 1994). As margens passivas mesoproterozóicas, correlatas, correspondem aos complexos Santa Filomena, Paulistana e Cabrobó, na região nordeste, e aos grupos Canastra e Paranoá, na região centro-oeste.

A reconstituição paleogeográfica desse oceano (Fig. V.16) é corroborada, pelo menos em parte, pelas idades modelo Sm-Nd menores que 1,5 Ga, que caracterizam o principal domínio de acreção manto-crosta do Mesoproterozóico definido por Sato (1998).

A terceira colagem orogênica somente aconteceu no final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico, com registro concreto na região nordeste (Orógeno Cariris–Velhos). Corresponde ao ciclo orogênico Cariris–Velhos, de vida curta, entre 1,1–0,96 Ga, que comandou o fechamento do oceano Ectasiano–Esteniano na região norte Sanfranciscana e deixou registros de possíveis remanescentes de arcos de ilhas intra-oceânicos (Terreno Canindé–Marrancó), de arcos magmáticos

continentais (terrenos Alto Pajeú e Pernambuco-Alagoas – segmento oriental) e de retrabalhamento de crosta mais antiga (terrenos Alto Moxotó, Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas – parte ocidental). Os dados apresentados em trabalhos científicos e de síntese geológica regional (*e.g.* Brito Neves *et al.* 2000) confirmam o registro do evento colisional, com base em datações U-Pb em rochas vulcânicas félsicas calcálicas, geradas em ambiente de arco continental e em leucogranitos peraluminosos do estágio sincolisional, com idades concentradas no pequeno intervalo de 1,15–1,03 Ga (Van Schmus *et al.* 1995; Brito Neves *et al.* 1995b; Santos *et al.* 1995), seguido pela geração de granitóides tipo I e tipo S, tardicolisionais com idades U-Pb e Pb-Pb no intervalo de 0,98–0,96 Ga (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.* 1995). Por enquanto, o registro de acreção crustal juvenil está limitado às associações vulcanossedimentares interpretadas como arcos-de-ilhas que ocorrem no setor meridional do orógeno. Falta a caracterização geocronológica das suítes TTG relacionadas com a subducção de extensas regiões oceânicas mesoproterozóicas, conforme sugerido pela assinatura isotópica Nd, nesta região da Província Borborema (Sato, 1998). O Orógeno Cariris-Velhos constitui uma evidência, ainda frágil, da participação desta região abrangida pelas províncias São Francisco e Borborema na formação do supercontinente Rodínia.

A quarta colagem orogênica corresponde à colagem Brasileira, responsável pela estruturação final das províncias Tocantins, Mantiqueira e Borborema e da margem pericratônica da Província São Francisco. É caracterizado pelo diacronismo da interação das placas continentais resultante do fechamento dos oceanos no neoproterozóico. O diacronismo é identificado pela sucessão de arcos magmáticos continentais e mais raramente intraoceânicos, com os melhores registros nas províncias Tocantins e Mantiqueira. São individualizados três magnos episódios orogênicos denominados por Silva *et al.* (2002a) de Sistemas de Orógenos Brasileiro I (900–700 Ma) com clímax colisional em 790 Ma; Brasileiro II (650–600 Ma) com clímax em 630 Ma e Brasileiro III (590–520 Ma) com clímax em 560 e 520 Ma. Cada um desses megaeventos colisionais foi sucedido por bacias de antepaís, em geral tardicolisionais, em decorrência de subsidência flexural na margem continental e por magmatismo alcalino.

O Brasileiro I (900–700 Ma) engloba os primeiros arcos acrecionários, intraoceânicos, plutono-vulcânicos, relacionados a subducção (orógenos São Gabriel, na Província Mantiqueira; Arco intraoceânico Mara Rosa–Anicuns–Arenópoles, na Província Tocantins) e registra a primeira colisão do neoproterozóico, na faixa Brasília, marcada por pico metamórfico e por intrusão de granitóides sincolisional (tipo Maratá), há 790 Ma. Relacionado ao final desse evento, teve início a formação da bacia de antepaís Bambuí/Salitre que se desenvolveu na margem oriental da Faixa Brasília e se expandiu para o interior do antepaís (ou Cráton São Francisco). Essa bacia evoluiu

durante e após o episódio seguinte de deformação da faixa Brasília, no sistema Brasileiro II.

O Brasileiro II (640–600 Ma) é o principal episódio orogênico da colagem brasileira e está representado em todas as três províncias – Mantiqueira, Tocantins e Borborema. É caracterizado por orógenos relacionados à colisão (pico metamórfico a 620 Ma), com elevada reciclagem de material crustal e reduzida acreção juvenil. Está representado pelos orógenos Pelotas, Paranapiacaba e Arco Magmático Rio Negro, na Província Mantiqueira; arcos magmáticos Socorro–Guaxupé, Jaupaci–Iporá–Amarinópolis e faixas Brasília e Araguaia, na Província Tocantins; faixas Martinópolis–Ubajara, Seridó, Cachoeirinha, Maciço Tamboril–Santa Quitéria e outros arcos magmáticos colisionais na Província Borborema. Em consequência deste episódio orogênico, formaram-se as bacias de antepaís: Camaquã, Itajaí, Castro, Itapeva (na Província Mantiqueira); Bambuí–Três Marias (na Província São Francisco) e Alto Paraguai–Corumbá (na Província Tocantins, na margem es-sudeste do Cráton Amazonas).

O Brasileiro III (590–520 Ma) é outro sistema de orógenos predominantemente relacionado à colisão. Seu principal componente é o Orógeno Araçuaí–Rio Doce (pico colisional a 560 Ma) e, na extremidade oriental da Província Mantiqueira, o Orógeno Búzios que representa o último episódio da colagem brasileira, datado em *ca.* 520 Ma. No intervalo de 540–470 Ma, formaram-se as bacias de antepaís tardiorogênicas – Salobro e Palmares, sobre a margem cratônica da Província São Francisco e bacias pós-orogênicas, de ambiente extensional – Eleutério–Pouso Alegre (na Província Tocantins), Jaibaras, Cocóci, Juá (na Província Borborema), marcando a transição para o ambiente estável da Plataforma Sul-Americana.

O arcabouço geotectônico brasileiro dessas quatro províncias inclui complexo sistema de cinturões de empurrões e dobras (*thrust and fold belts*) associados a uma tectônica de escape lateral tardia, regida por sistemas de falhas transcorrentes. Esses cinturões, de dimensões continentais, apesar de ocuparem uma posição periférica relativamente aos crátons São Francisco, Rio de La Plata/Paraná e Amazonas (Fig. V.1 e Fig. V.17), também propagam seus efeitos de deformação nessas áreas cratônicas mais antigas, de maneira atenuada. Os limites das províncias estruturadas durante a colagem brasileira são marcados por expressivas descontinuidades estruturais (zonas de cavalgamento ou transcorrências), relacionadas às faixas de dobramentos marginais ao Cráton São Francisco e pertencentes às províncias adjacentes (Fig. V.17). Desse modo, a área cratônica da Província São Francisco comportou-se como antepaís para as faixas de dobramentos brasileiras – Sergipana e Riacho do Pontal (Província Borborema); Brasília (Província Tocantins) e Araçuaí (Província Mantiqueira).

A Província Mantiqueira tem como principais feições estruturais sistemas de zonas de cisalhamento transcorrentes,

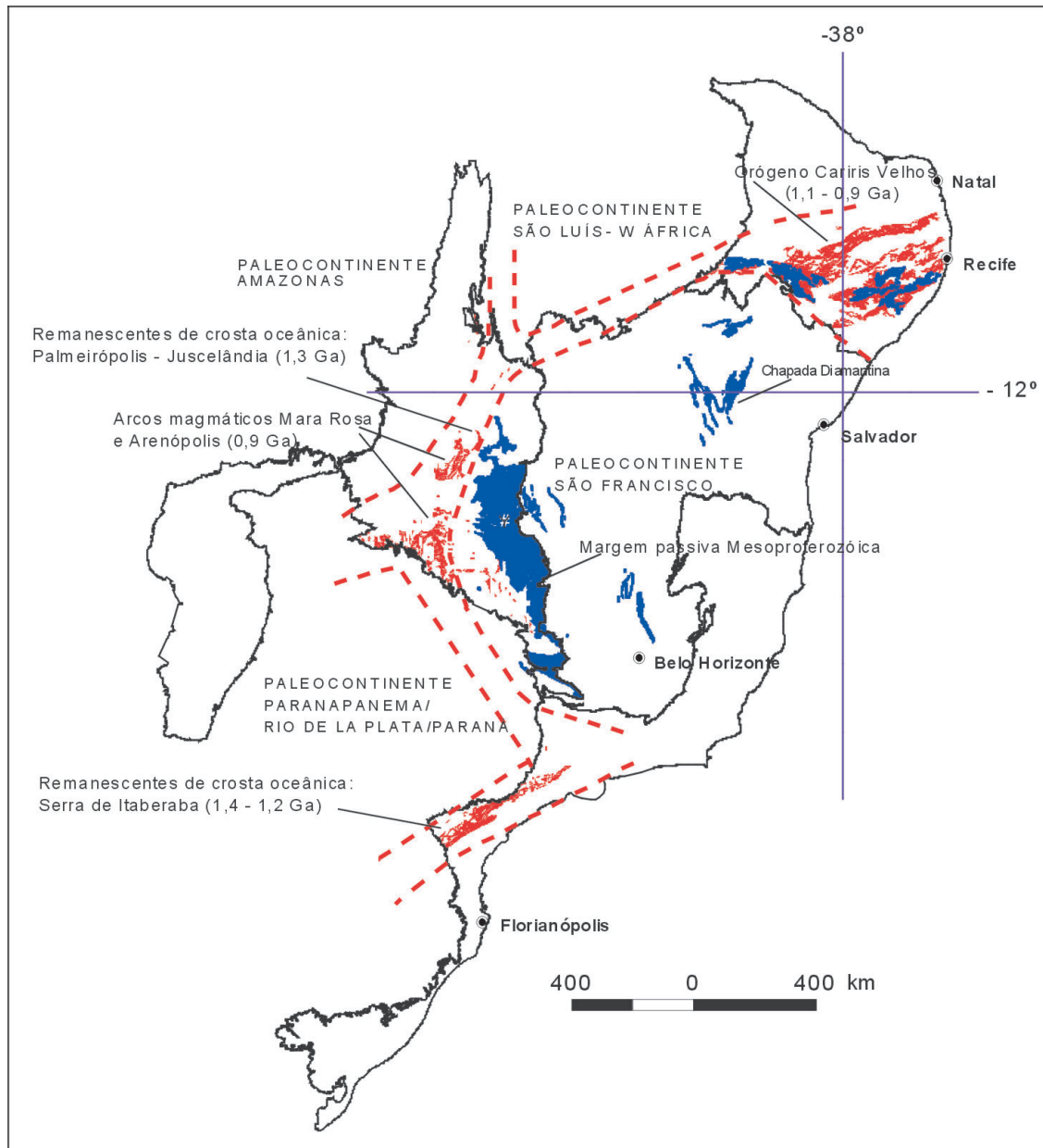


Figura V.16 – Reconstituição paleogeográfica do Oceano Ectasian–Esteniano e seus registros da fase extensional (remanescentes de crosta oceânica, margens passivas) e compressional (arcos magmáticos)

Figure V.16 – Paleogeographic rconstitution of the Ectasian–Stenian Ocean and its records during the extensional phase (remnants from the oceanic crust and passive margins) and during the compressional phase (magmatic arcs)

de cinemática predominantemente dextral, orientadas NE–SW, e que se estendem quase que continuamente ao longo da costa atlântica, desde o Rio Grande do Sul até o Espírito Santo, à altura de Vitória (Fig. V.14). Essas transcorrências têm traçados sinuosos, anastomosados e, de São Paulo para nordeste, associam-se a cavalgamentos frontais e oblíquos, vergentes para noroeste no Estado do Rio de Janeiro e, para oeste, em Minas Gerais e no Espírito Santo. Uma das zonas de cisalhamento transcorrentes mais expressiva posiciona-se ao longo do rio Paraíba do Sul (Zona de Cisalhamento Transcorrente

Rio Paraíba do Sul), no Estado do Rio de Janeiro, interpretada como de natureza transpressional, a qual desenvolve estrutura divergente tipo flor positiva, evidenciada no perfil geológico entre as cidades do Rio de Janeiro e Juiz de Fora, Minas Gerais (perfil Rio de Janeiro–Juiz de Fora, Silva e Cunha, 2001). Dobramentos e cavalgamentos de baixo ângulo são mais abundantes na região nor-nordeste de São Paulo e interferem com os cavalgamentos direcionados para leste, na denominada Cunha de Guaxupé, pertencente à Província Tocantins. Todas essas estruturas foram desenvolvidas durante o Neoproterozóico

e reativadas pelo menos até o Terciário, o que se evidencia pelo controle e pela preservação de bacias sedimentares, tipo Bacia Taubaté.

Em Minas Gerais, os cavalgamentos são claramente dominantes (Fig. V.17) e tornam-se mais proeminentes no sentido oeste, onde conformam a estruturação principal da Faixa Araçuaí, limítrofe da parte sudeste do Cráton São Francisco, e envolvem coberturas cratônicas do Supergrupo Espinhaço e do Supergrupo São Francisco e *inliers* de rochas da infra-estrutura. Esta faixa de dobramentos e cavalgamentos tem forma de um arco com concavidade voltada para sul, com vergências radiais para a região cratônica. A região extremo sul da Bahia inclui metassedimentos do domínio interno da referida faixa, que se estruturam em dobramentos com vergências tanto para sudoeste, contrários ao limite cratônico, como para nordeste.

Trata-se de uma estrutura tipo flor positiva, evoluída a partir de uma expressiva zona transpressional dextral, de direção NW-SE, que envolve também rochas da infra-estrutura da faixa.

Na **Província Borborema** as feições estruturais brasileiras mais proeminentes são as megazonas de cisalhamento transcorrentes de direções predominantes leste-oeste e cinemática dextral, com destaque para o Lineamento Pernambuco e o Lineamento Patos, entre as quais ocorrem outras zonas de cisalhamento transcorrentes, agora com direções em torno de NE-SW, formas sigmoidais e cinemática tanto dextral como sinistral. O arranjo geométrico do conjunto caracteriza megaestruturas tipo duplex transcorrentes, que se conectam, a oeste, com o Lineamento Transbrasiliano e configuram uma terminação tipo "rabo de cavalo", de escala continental (Fig. V.17). Este lineamento compõe um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, de direção NE-SW, que transecta o Brasil desde o Ceará até o Mato Grosso do Sul. Reativações durante o Fanerozóico estão registradas como falhas normais e fraturas em sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba ou evidenciadas pelo controle estrutural e preservação de várias bacias sedimentares mesozóicas, transtracionais, em vários pontos da Província Borborema (bacias Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, etc.). Cavalgamentos frontais e oblíquos são muito subordinados na Província Borborema, exceto no âmbito das faixas de dobramentos Sergipana e Riacho do Pontal, marginais ao Cráton São Francisco, com vergências para sul e sudoeste.

Na Província Tocantins três grandes sistemas de estruturas relacionadas à colagem brasileira podem ser destacados. O primeiro e mais extensivo apresenta sistemas de zonas de cisalhamento contracionais, frontais e oblíquas, conformando um cinturão de dobras e cavalgamentos vergente para leste e sudeste, no sentido do Cráton São Francisco (Fig. V.17). Trata-se de um domínio tectonicamente imbricado, envolvendo principalmente litótipos da Faixa Brasília e seqüências

metavulcanossedimentares paleoproterozóicas a mesoproterozóicas. Próximo à extremidade sul do Cráton São Francisco, estes cavalgamentos avançam no sentido sudeste, configurando uma tectônica de *nappe*, culminando com a *Nappe* de Guaxupé, que se desloca mais que as demais frentes de empurrão e interfere com as estruturas também neoproterozóicas da Província Mantiqueira. Estas deformações também atingem as coberturas cratônicas no Grupo Bambuí, ao longo do limite leste da província, refletidas por falhas de empurrão, ondulações e dobras suaves.

O segundo conjunto de estruturas localiza-se ao longo dos limites leste e sudeste do Cráton Amazonas. Trata-se do Cinturão Paraguai-Araguaia, composto por metamorfitos estruturados em dobras e cavalgamentos brasileiros vergentes para o referido cráton. No Mato Grosso do Sul, a direção deste cinturão é NE-SW e o transporte tectônico está dirigido para noroeste, enquanto em Tocantins a direção das estruturas é N-S e a movimentação é para oeste.

No terceiro sistema de estruturas fundamentais da Província Tocantins predominam falhas e zonas de cisalhamento transcorrentes de cinemática predominantemente dextral, orientadas NE-SW, que fazem parte do Lineamento Transbrasiliano de Schobbenhaus *et al.* 1975a (Fig. V.17). Este lineamento está parcialmente encoberto por sedimentos das bacias do Paraná e do Parnaíba. Apesar das coberturas, é indiscutível a importância geotectônica do Lineamento Transbrasiliano. De acordo com Sato (1998) "O Lineamento Transbrasiliano é megassutura, ativa durante o Neoproterozóico, que separa duas grandes massas continentais: a porção NW que inclui os crátons Amazonas, São Luís e Rio Apa e suas regiões marginais e a porção SE, formada por um mosaico de blocos que compreende os crátons São Francisco, Rio de La Plata e Luís Alves, bem como as respectivas regiões marginais e outros fragmentos menores." Neste trabalho, considera-se o Lineamento Transbrasiliano ativo a partir do evento colisional do Brasileiro II, há 650 Ma, como resultado dos deslocamentos laterais durante e após a colisão envolvendo massas continentais (crátons Amazonas, São Francisco e São Luís) e o Arco Magmático de Goiás numa junção continente-arco-continente.

A reativação do Lineamento Transbrasiliano também se deu em extensão continental, desde o litoral do estado do Ceará a nordeste até o estado de Goiás e Mato Grosso do Sul a sudoeste, atravessando neste trajeto o estado do Tocantins. Na Província Borborema, ramificações deste lineamento controlam depósitos cambro-ordovicianos do gráben de Jaibaras e de outras bacias correlatas, Cococi e São Julião. Os sedimentos encontrados nos grábens desenvolvidos sobre o embasamento da bacia foram interpretados como depósitos de idade cambro-ordoviciano, similares aos do gráben de Jaibaras. Essas falhas afetaram também a seção siluriana e siluro-devoniana da bacia, conforme indicado nas seções

sismo-estratigráficas divulgadas pela Petrobrás. No seu prolongamento para sudoeste, as estruturas deste lineamento que condicionaram a formação do gráben eopaleozóico de

Água Bonita se projetam sob os sedimentos da Bacia do Paraná. São observadas também reativações neotectônicas que condicionam depósitos sedimentares da Bacia Bananal.

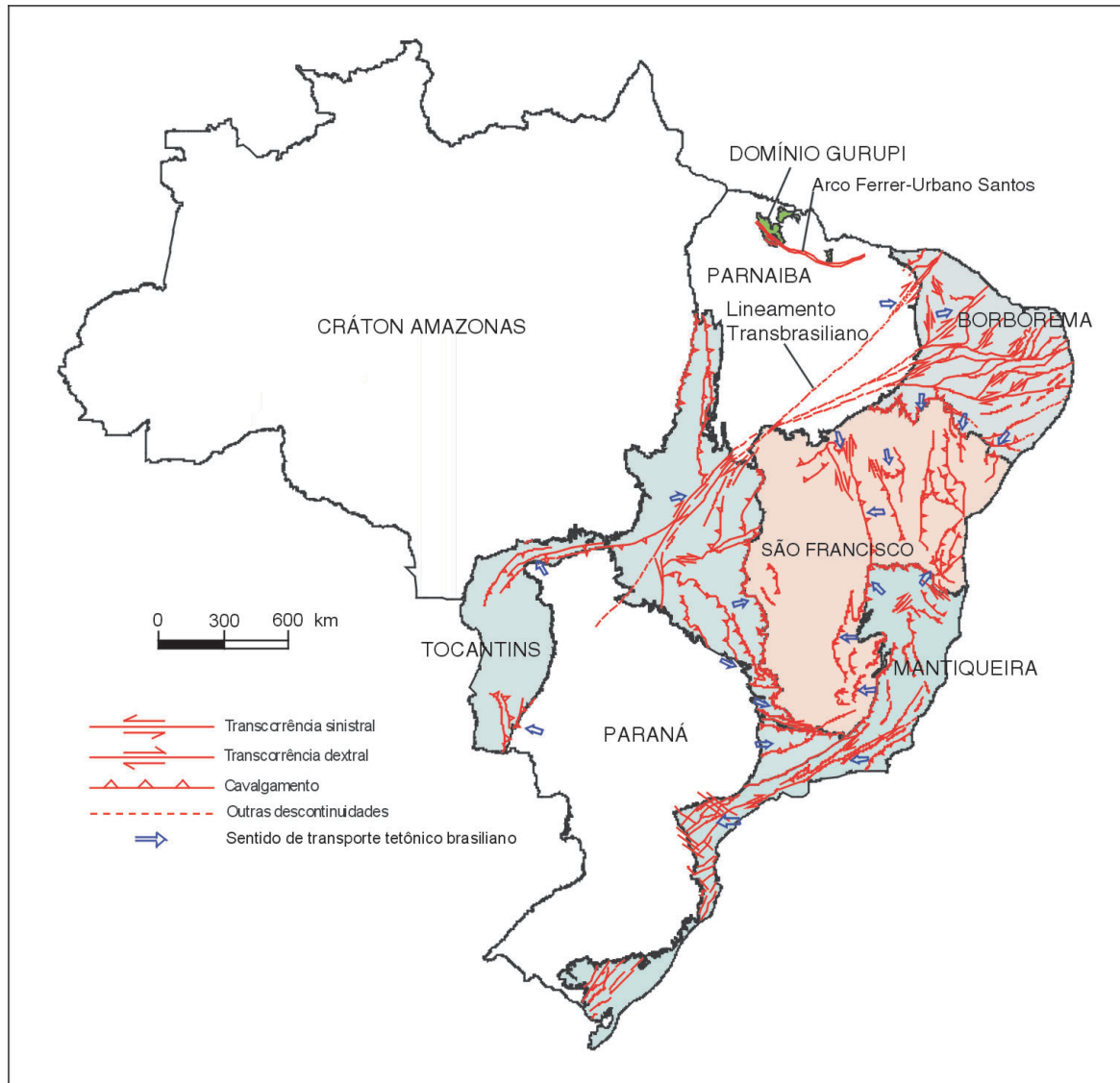


Figura V.17 – Principais elementos estruturais das províncias tectônicas do Escudo Atlântico, com destaque para megaestrutura tipo “rabo de cavalo”, na Província Borborema, conjugada ao Lineamento Transbrasiliano

Figure V.17 – Main structural elements from the Atlantic Shield's tectonic provinces, highlighting the horse tail megastructure conjugated with the Transbrasiliano Lineament in the Borborema Province

Referências Bibliográficas

- Abram, M. B. 1993. *O Corpo Máfico – Ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiáú – Ba : Caracterização Petrográfica, Geoquímica, Tipologia e Implicações Metalogenicas*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 137 p.
- Abreu, F. A. M. 1990. *Evolução Geotectônica do Pré-Cambriano da Região Meio-Norte e sua Correlação com a África Ocidental*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 423 p.
- Abreu, F. A. M., Hasui, Y. 1980. Estruturas das Formações Gurupi e Santa Luzia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camburiú – SC. *Anais*, 5: 2533-2541.
- Abreu, F. A. M., Gorayeb, P. S. S., Hasui, Y. 1994. Tectônica de inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, Atas, 1-4.
- Accioly, A. C. A. 2000. *Geologia, geoquímica e significado tectônico do complexo metanortístico de Passira – Província Borborema – Nordeste Brasileiro*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 168 p.
- Alibert, C., Barbosa, J. S. F. 1992. Âges U-Pb déterminés à la 'SHRIMP' sur des zircons du complexe de Jequié, Craton de São Francisco, Bahia, Brésil. In: Soc. Géol. France, Reün. Sci. Terre, 14, Toulouse. *Abstracts*.
- Alkmin, F. F. 1985. *Sedimentologische, lithostratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Serra de Ouro Branco, Minas Gerais, Brasilien*. Technischen Universität Clausthal, Clausthal. Tese de Doutorado, 217 p. (Inédito).
- Alkmin, F. F., Marshak, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90:29-58.
- Alkmin, F. F., Brito Neves, B. B., Alves, J. A. C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: Dominguez, J.M.L., Misi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*, Salvador, SBG-BA/SGM/CNPq, 45-62.
- Alkmin, F. F., Marshak, S., Fonseca, M. A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton Region, Brazil. *Geology*, 29:319-322.
- Almeida Abreu, P. A. 1995. O Supergrupo Espinhaço na serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rifte, a Bacia, e o Orógeno. *Geonomos*, 3(1):1-18,
- Almeida, F. F. M. 1945. *Geologia do Sudoeste matogrossense*. Rio de Janeiro, DNPM, 1-118 (Boletim 116).
- Almeida, F. F. M. 1964. Os fundamentos geológicos. In: Azevedo, A. *Brasil, a terra e o homem*, São Paulo, Nacional, 1:55-120. (Brasiliiana, Formato Especial, 1).
- Almeida, F. F. M. 1965. *Geologia da Serra do Bodoquena (MT)*, Rio de Janeiro, DNPM, 96 p. (Boletim 219).
- Almeida, F. F. M. 1967. *Origem e Evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM, 36 p. (Boletim 241).
- Almeida, F. F. M. 1974. Evolução Tectônica do Cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(3):191-201.
- Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364.
- Almeida, F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: COM, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, *Anais*, 1-10.
- Almeida, F. F. M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, E. Blucher, 265-281.
- Almeida, F.F.M. et al. 1986. Aspectos evolutivos da geossutura Tocantins – Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. *Anais*, 3:1269-1284.
- Almeida, F. F. M., Leonardos, O. H., Valença, J. 1967. Review on Granitic Rocks of Northeast South America. In: IUGS/UNESCO, *Symposium on Granites*, Recife. *Anais*, 41p. (Special Publication).
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, *Anais*, 363-391.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, 17:1-29.
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Sciences Review*, 50:77-111.
- Almeida, F. F. M., Almeida, F. F., Cordani, U. G., Kawashita, K., Vandomos, P. 1968. Radiometric Age Determinations from Northern Brazil. *Boletim da SBG*, São Paulo, 7(1):3-14.
- Alvarenga, C. J. S. 1990. *Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de la chaîne Paragui d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil*. Université d'Aix-Marseille II, France, Tese de Doutorado, 177 p.
- Alvarenga, C. J. S., Trompette, R. 1992. Glacial influenced turbidite sedimentation in the uppermost Proterozoic and Lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92:85-105.
- Alvarenga, C. J. S., Trompette, R. 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(1):18-30.
- Alvarenga, C. J. S., Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S., Abreu, F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (ed.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 183-193.
- Amaro, V. E. 1989. *Geologia e petrologia da seqüência metavulcânica de Jaupaci-GO e lineamentos associados*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 230 p.
- Angelim, L. A. A. 1988. *Santa Filomena, folha SC.24-V-A-III: Estados de Pernambuco e Piauí*. Escala 1:100.000. Brasília, CPRM. 146 p. il. 2 mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Angelim, L. A. A., Kosin, M. 2001. *Aracaju/NW, Folha SC.24-V*. Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000. Recife: CPRM, 2 mapas anexos. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. No prelo.
- Arantes, D., Osborne, G. A., Buck, P. S., Porto, C. G. 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: Ladeira, E. A. (ed.) *Brazil Gold 91*. Belo Horizonte, Associação Organizadora do Brasil Gold, 221-229.
- Araújo, H. J. T., Montalvão, P. E. N. 1980. *Geologia da Folha SF.21 e parte das Folhas SF.21-V-D e SF.21-X-C, sudoeste do Estado de Mato Grosso do Sul*, operação 578/80 – DIGEO/BAGOI. Goiânia: RADAMBRASIL. 15 p.
- Araújo, S. M. 1986. *Petrologia e mineralizações sulfetadas da seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis-Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 196 p.
- Araújo, S. M., Nilson, A. A. 1987. Caracterização petroquímica petrotectônica dos anfíbolitos da seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis-Goiás. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1, 1987, Porto Alegre. *Anais*, 335-348.
- Araújo, V. A. 1982. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha SD.23-V-C – Campos Belos*. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 10 p. Convênio DNPM/CPRM.
- Araújo, H. J. T., Santos Neto, A., Trindade, C. A. H., Pinto, J. C. A., Montalvão, R. M. G., Dourado, T. D. C., Palmeira, R. C. B., Tassinari, C. C. G. 1982. Geologia. In: Brasil. Ministério de Minas e Energia. *Projeto Radambrasil. Folha Sf.21 – Campo Grande*. Rio de Janeiro, 23-124. (Levantamentos de Recursos Naturais, 28).

- Arcanjo, J. B. A. (org.) 1997. *Itabuna*, Folha SD.24-Y-B-V. Estado da Bahia. Salvador : CPRM, 276 p. il., 2 mapas. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB. Convênio DNPM/CPRM.
- Arcanjo, J. B. A., Braz Filho, P. A. (orgs.) 1999. *Curimatá, folha SC.23-Z-A, Corrente, folha SC.23-Y-B (parcial), Xique-Xique, folha SC.23-Z-B (parcial)*: Estados da Bahia e do Piauí. Brasília, CPRM, 84 p. il. 1 mapa anexo. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Arcanjo, J. B. A., Varela, P. H. L., Martins, A. A. M., Loureiro, H. S. C., Neves, J. P. (orgs.) 2000. *Projeto Vale do Paramirim: estado da Bahia*. Salvador, CPRM, 105 p. il. 3 mapas anexo. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Convênio CBPM – CPRM.
- Arndt, N. T., Teixeira, N. A., White, W. M. 1989. Bizarre geochemistry of komatites from the Crixás greenstone belt, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**:187-197.
- Avila, C. A. 2000. *Geologia, petrologia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton do São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado 401 p. (Inédito).
- Babinski, M., Van Schmus, W. R., Chemale Jr., F., Brito Neves B. B., Rocha, A. T. D. 1993. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo em Morro do Chapéu, BA. In: SBG, Simpósio O Cráton do São Francisco, 2, Salvador. *Anais*, 160-163.
- Babinski, M., Brito Neves, B. B., Machado, N., Noce, C. M., Uhlein, A., Van Schmus, W. R. 1994. Problemas da metodologia U/Pb em zircões de vulcânicas continentais: caso do Grupo Rio dos Remédios, Supergrupo Espinhaço, no estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú. *Anais*, **2**:409-410.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L. A., Van Schmus, W. R., Silva, L. C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, **24**(5):439-442.
- Babinski, M., Pedreira, A. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R. 1999. Contribuição à Geocronologia da Chapada Diamantina. In: SBG/BA-SE/ABGP, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis. *Anais*, Sessão 2, 118-120.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. Silva, L. C. da. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* **10**:263-274.
- Babinski, M., Tassinari, C. G. C., Nutmann, A. P., Sato, K., Martins, P. R., Iyer, S. S. 2001. U/Pb shrimp zircon ages of migmatites from the basement of the Embú Complex, Ribeira Fold Belt, Brazil: indications for ~1.4-1.3 Ga Pb-Pb and Rb-Sr “isochron” ages of no geological meaning. In: South America Symposium on Isotope Geology, 3, Pucón, Chile. *Abstracts*, 91-93.
- Barbosa, J. S. F. 1986. *Constitution lithologique et métamorphique de la région granulitique du sud de Bahia, Brésil*. Universidade de Paris VI, Paris, Tese de Doutorado, 401 p. *Memoir Science de la Terre*, 86-34.
- Barbosa, J. S. F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil – Na expression of Archean-Proterozoic plate convergence. In: Vielzeuf, D., Vidal, Ph. (eds.). *Granulites and crustal evolution*. Dordrecht, Kluwer, 195-221.
- Barbosa, J. S. F. 1996. O embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: Barbosa, J. S. F., Dominguez, J. M. L. (coords.) *Geologia da Bahia: texto explicativo*. Salvador, SGM, Convênio SICT/UFBA/SGM/FAPEX. Anexo 1 Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000, 63-83.
- Barbosa, J. S. F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3):241-256.
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. 2001. As placas arqueanas do embasamento do cráton e sua colisão paleoproterozóica: uma síntese. In: Barbosa, J. B., Oliveira, E. P., Gomes, L. C. C., Marinho, M. M., Melo, R. C. (orgs.). *Geologia e guia de excursão*. Salvador, CBPM, Não paginado. I Workshop sobre o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **74**(2):343-359.
- Barbosa, J. S. F., Silva, F. A., Sapucaia, N. S., Iyer, S. S. 1998. Petrology and geochemical characteristics of the granulitic terrain of Brejões, Bahia, Brazil. *Gondwana Research*, **1**(3/4):343-356.
- Barbosa, J. B., Oliveira, E. P., Gomes, L. C. C., Marinho, M. M., Melo, R. C. (orgs.). 2001. *Geologia e guia de excursão*. Salvador, CBPM, Não paginado. I Workshop sobre o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.
- Barbosa, O. 1965. *Geologia das Folhas Remanso – Sento Sé, Bahia*. Rio de Janeiro: DNPM, 28p. (Relatório Técnico, 159).
- Barbosa, O., Ramos, J. R. A., Gomes, F. A., Helmbold, R. 1966. *Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do “Projeto Araguaia”*. Rio de Janeiro, DNPM, 1-94. (Monografia DGM 18/19).
- Barbosa, P. A. R. 1987. *Geologia e Recursos Minerais das Seqüências Supracrustais à Leste de Mossâmedes – GO*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 226 p.
- Barbosa, P. A. R., Silva, A. 1992. Modelo deformacional para o sudeste de Goiás e suas implicações metalogenéticas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 315-317.
- Barbosa, O., Baptista, M. B., Dyer, R. C., Braum, O. P. G., Cotta, J. C. 1969. *Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília*. PROSPECT/DNPM. Relatório final.
- Barros, A. M., Silva, R. H., Cardoso, O. R. F. A., Freire, F. A., Sousa Jr., J. J., Rivetti, M., Luz, D. S., Palmeira, R. C. B., Tassinari, C. C. G. 1982. *Geologia*. In: Brasil. Ministério de Minas e Energia. Projeto Radambrasil. *Folha SD.21 – Cuiabá*, Rio de Janeiro, 25-192. (Levantamentos de Recursos Naturais, 26).
- Basei, M. A. S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, Tese de Doutorado, 186 p.
- Basei, M. A. S., Siga Jr., O., Masquelin, O. M., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., Preciozzi, P. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31st. IGC, 311-334.
- Bates, R. L., Jackson, J. A. 1987. *Glossary of Geology*. 3 ed. Virginia: American Geological Institute, 788 p.
- Bezerra, F. H. R. 1992a. O ambiente tectônico do complexo Canindé do São Francisco e rochas encaixantes – Faixa Sergipana, NE do Brasil. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia Bahia-Sergipe, 1, 1992, Salvador. *Anais*, 117-120.
- Bezerra, F. H. R. 1992b. *Geologia e evolução petrológica do Complexo Gabroico Canindé do São Francisco e rochas adjacentes (Sergipe e Alagoas)*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 208 p.
- Bittar, S. M. B. 1998. *Faixa Piancó-Alto Brigida: terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 126 p.
- Bittencourt, M. F., Nardi, L. V. S. 1993. Late to post-collisional Brazilian magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**:4-16, Suplemento 1.
- Boggiani, P. C. 1990. *Ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá na região central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 91 p.

- Boggiani, P. C. 1997. *Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 181 p.
- Bonhomme, M. G., Cordani, U. G., Kawashita, K., Macedo, M. H. E., Thomaz Filho, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, **18**:103-118.
- Botelho, N. F. 1992. *Lês ensembles subalcalins a peralimieux mineralisés em Sn et In de la Sous Province Paraná, État de Goiás, Brésil*. École Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne, Paris, Tese de Doutorado.
- Botelho, N. F., Bilial, E., Moutte, J., Fontelles, M. 1993. Precambrian a-type tin-bearing granites in the Goiás tin province, central Brazil: a review. *In: Academia Brasileira de Ciências, Workshop sobre Magnetismo Granítico e Mineralizações Associadas*, 1, 1993, Rio de Janeiro. *Resumos Expandidos*, 5-8.
- Braun, O. P. G., Baptista, M. B. 1978. *Considerações sobre a Geologia Pré-Cambriana da Região Sudeste e parte da Região Centro-Oeste do Brasil*. Salvador, SBG, 225-368. (Publicação Especial SBG, 13).
- Brito, R. S. C. 1984. Geologia do sill estratificado do Rio Jacaré. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, **9**:4316-4334.
- Brito Neves, B. B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordeste*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198 p.
- Brito Neves, B. B. 1998. The Cambro-Ordovician of Borborema Province. *Boletim IG, USP, Série Científica*, **29**:175-193.
- Brito Neves, B. B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Revista Brasileira Geociências*, **29**(3):379-392.
- Brito Neves, B. B. 2002. Main Stages of the Development of the Sedimentary Basins of South America and their Relationship with the Tectonics of Supercontinents. *Gondwana Research*, **5**(1): 175-196.
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- Brito Neves, B. B., Kawashita, K., Cordani, U. G., Delhal, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço. Dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, **9**:71-85.
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Torquato, J. R. F. 1980. Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. *In: Inda, H. A. V., Duarte, F. B. Geologia e Recursos Minerais do estado da Bahia: Textos Básicos*. Salvador, CPM, **3**:1-101.
- Brito Neves, B. B., Sá, J. M., Nilson, A. A., Botelho, N. F. 1995a. A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, **3**(2):1-21.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, E. J., Campos Neto, M. C. C., Kozuch, M. 1995b. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):279-296.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Fuck, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana, na approach to the Brasiliano-Pan african Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**:155-166.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. *In: Cordani, U. G., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.) Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st IGC, 151-182.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Van Schmus, W. R., Santos, E. J. 2001a. O "Sistema Pajeú-Paraíba" e o "Maciço" São José do Campestre no Leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(2):173-184.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Van Schmus, W. R., Fernandes, T. M. G., Souza, S. L. 2001b. Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba ("Maciço Caldas Brandão"). *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(2):185-194.
- Brod, J. A. 1988. *Geologia das rochas vulcano-sedimentares da região de Indaianópolis, GO e lineamentos adjacentes*. Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 267 p.
- Brod, J. A., Leonardos, O. H., Meneses, P. R. 1991. Tectonoestratigrafia da Faixa Brasília na região do alto Paranaíba. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 3, 1991, Cuiabá. *Anais*, 155-168.
- Bruceckner, H., Cunningham, W. D., Alkmin, F. F., Marshak, S. 1998. Implications of new Precambrian Sm-Nd dates from the Quadrilátero Ferrífero and adjacent northern Mantiqueira Province. *In: SBG, Intern. Conf. Basement Tectonics*, 14, Ouro Preto. *Abstracts*. Ouro Preto, p. 24-25.
- Bueno, J. F., Oliveira, E. P. 2002. Tonalito Capim, Bloco Uauá, Bahia: uma introdução de 3120 Ma resultante da fusão de crosta paleoarqueana. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa. *Anais*, 215.
- Caby, R. 1998. Tectonic history and geodynamic evolution of Northern Africa during the Neoproterozoic. *In: SBG, International Conference On Basement Tectonics*, 14, Ouro Preto. *Abstracts*, 72-75.
- Caldasso, A. L. S., Costa, A. C., Maranhão, C. M, L., Lopes Jr., J., Horikawa, Y. 1973. *Projeto Sudeste do Piauí II: parte das folhas São João do Piauí, SC.23-X-B e Paulistana, SC.24-V-A*. Relatório Final Integrado. Recife, CPRM, 103 p.
- Campos Neto, M. C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-PanAfrican Cycle and Orogenic Collage in Southeastern. *In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.) Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31^o IGC, 335-365.
- Campos Neto, M. C. 2002. *O sul do Cráton do São Francisco quando da aglutinação do Gondwana*. Relatório Final. São Paulo, FAPESP, 186 p. (Inédito).
- Campos Neto, M. C., Figueiredo, M. C. H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:143-162.
- Campos Neto, M. C., Caby, R. 1999. Tectonic constrain on Neoproterozoic high-pressure metamorphism and nappe system south of São Francisco craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97**:3-26.
- Campos Neto, M. C., Caby, R. 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics*, **19**(4):669-687.
- Campos Neto, M. C., Perrotta, M. M., Peggia, A. U., Figueiredo, M. C. H. 1990. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG), *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, *Anais*, **6**:2615-2630.
- Campos Neto, M. C., Brito Neves, B. B., Bittar, S. M. B. 1994. *Domínio tectônico Rio Pajeú: orogênese no ciclo Brasiliano Panafricano*. São Paulo, FAPESP, 62 p. (Relatório Científico – Geociências 92/2079-5).
- Campos Neto, M. C., Janasi, V. A., Caby, R. 1996. Ocorrência de granulitos empobrecidos nas porções basais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. *Boletim IG-USP*, São Paulo, **18**:11-14.
- Carneiro, M. A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental no Arqueano*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 233 p.
- Carneiro, M. A., Teixeira, W., Carvalho Junior, I. M., Fernandes, R. A. 1998. Ensilial tectonic setting of the Archean Rio das Velhas Greenstone belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **28**(2):189-200.
- Castro, P. T. A., Dardenne, M. A. 1996. Características Sedimentológicas e Estratigráficas dos Conglomerados Samburgá e Rochas Associadas (Grupo Bambuí, Proterozóico Superior) na Região do Alto Rio São Francisco, SW de Minas Gerais. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, *Anais*, **6**:513-514.

- Cavalcanti, J. C. 1999. *Limites e evolução geodinâmica do sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Tese de Doutorado, 169 p.
- Chauvet, A., Silva, E. C. A., Faure, M., Guerrot, C. 1997. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite-greestone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in regional tectonics. *Precambrian Research*, **84**:139-162.
- Cheilletz, A., Ferraud, G., Giuliani, G., Ruffet, G. 1993. Emerald dating through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating and laser spot analysis of syngenetic phlogopite. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**:473-485.
- Conceição Filho, V. M., Sales, J. C. 1988. *Projeto Faixa Sergipana*. Salvador, CBPM, 47 p. e mapas.
- Conceição, H. 1990. *Petrologie du Massif Sienitique D'Itiúba: contribution à l'étude mineralogique des roches alcaline dans l'Etat de Bahia (Brésil)*. Université du Paris-Sud, Paris, Tese de Doutorado, 394 p.
- Conceição, H. 1997. Magmatismo alcalino potássico no leste da Bahia: evolução química, fonte e implicações geodinâmicas para a estrutura do manto Paleoproterozoico no Nordeste do Brasil. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geologia, 6, Salvador, *Anais*, **2**:808-811.
- Conceição, H., Cruz, M. J. M. (eds.) 1998. *Sienitos alcalino-Potássicos e ultrapotássicos paleoproterozoicos do estado da Bahia*. Salvador, SBG – Núcleo Bahia-Sergipe, 216 p. (Publicação Especial, 4).
- Conceição, R. V. 1998. Petrologia dos sienitos potássicos do maciço de Santanópolis e alguns aspectos do seu embasamento granulítico. In: Conceição, H., Cruz, M. J. M. (eds.). *Sienitos alcalino-potássicos e ultrapotássicos paleoproterozoicos do Estado da Bahia*. Salvador, SBG, 40-81. (Publicação Especial, 4).
- Conceição, R. V., Rosa, M. L. S., Nardi, L. V., Conceição, H., Lafon, J. M., Soliani, E., Oberli, F., Meier, M. 1999. Geochronology and isotopic signature of the Paleoproterozoic Santanópolis syenite (Bahia, Brazil). In: South American Symposium on Isotopic Geology, 2, Córdoba, Argentina, *Actas*, 171-178.
- Cordani, U. G., Sato, K., Marinho, M. M. 1985. The geological evolution of the ancient granite-greenstone terrain of central-southern Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **27**:187-213.
- Cordani, U. G., Iyer, S. S., Taylor, P. N., Kawashita, K., Sato, K., McCreath, I. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.501.0 Ga). *Journal of South American Earth Science*, **5**(1):33-46.
- Cordani, U. G., Sato, K., Nutman, A. 1999. Single zircon SHRIMP determination from Archean tonalitic rocks near Uauá, Brazil. In: South American Symposium on Isotopic Geology, 2, Córdoba, Argentina, *Actas*, 27-30.
- Cordani, U. G., Coutinho, J. M. V., Nutman, A. 2002. Geochronological constraints for the age of the Embu Complex. São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **14**(8):903-910.
- Côrrea-Gomes, L. C., Oliveira, E. P., Souza Filho, C. R. 2000. Kinematic analysis of coeval Neoproterozoic shear zones and alkaline dyke swarms in ssa Bahia state, Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. *Abstract Volume*, CPRM, 1 CD-ROM.
- Correia Filho, F. C. L., Sá, A. M. 1980. *Projeto Natividade. Relatório Final*. Goiânia, CPRM, v.6, Convênio DNPM/CPRM.
- Correia Filho, F. C. L., Martins, E. G. 1981. *Projeto Rio Apa – Relatório da Área I*. Goiânia: CPRM, 2 v. Convênio CODESUL/CPRM.
- Correia, C. T., Girardi, J. A. V., Lambert, D. D., Kinny, P. D., Reeves, S. J. 1996. 2Ga U-Pb SHRIMP-II and Re-Osages for the Niquelândia basic-ultrabasic layered intrusion, central Goiás, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 187-189.
- Correia, C. T., Girardi, V. A. V., Tassinari, C. C. G., Jost, H. 1997a. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**:163-168.
- Correia, C. T., Tassinari, C. C. G., Lambert, D. D., Kinny, P. D., Girardi, V. A. V. 1997b. U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd and Re-Os systematics of the Cana Brava, Niquelândia and Barro Alto Layered intrusions in central Brazil, and constraints on the tectonic evolution. In: SBG, South Amer.Symp. Isotope Geology, Campos do Jordão, Brazil. *Extended Abstract*, 88-89.
- Correia, J. A., Correia Filho, F. C. L., Scislawski, G., Neto, C., Cavallon, L. A., Cerqueirs, N. L. S., Nogueira, V. L. 1979. *Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso: Projeto Bodoquena*. Escala 1:250.000. Brasília, DNPM, 111p. (Série Geológica Básica, 3).
- Costa, I. G., Rocha, E. R. 1974. *Projeto Bom Jardim/Moiporá. Geologia da área XI*. [S.l.: S.n.], 79 p. Convênio UnB-Projeto Rondon. (Inédito).
- Costa, J. B. S. 1984. *Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. Universidade Federal do Pará, Belém. Tese de Doutorado, 210 p.
- Costa, J. B. S., Pastana, J. M. N., Costa, E. J. S., Jorge João, X. S. 1988. A Faixa de Cisalhamento Tentugal na Folha SA 23-Y-B. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*, **5**:2257-2266.
- Costa, J. L., Araújo, A. A. F., Boas, J. M. V., Faria, C. A. S., Silva Neto, C. S., Wanderlei, V. J. R. 1977. *Projeto Gurupi*. Belém, CPRM, 258 p. Convênio CPRM/DNPM.
- Costa, J. L., Almeida, H. G. G., Ricci, P. S. F. 1996. Compartimentação tectônica do orógeno Gurupi e das janelas Pré-Cambrianas da Província Parnaíba. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém, *Extended Abstract*, 290-293.
- Costa, L. A. M., Angeiras, A. G. 1971. Geosynclinal evolution in the Epi-Baikalian Platform of Central Brazil. *Geol. Rund.*, **60**(2):1024-1050.
- Costa, L. A. M., Silva, W. G. 1980. *Projeto Santo Onofre: mapeamento geológico*. Relatório final Brasília : TRISERVICE, Convênio DNPM/CPRM.
- Costa, L. A. M., Mascarenhas, J. F. 1982. The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutuípe-Jequié: Archean and Lower Proterozoic of East-Central Bahia. In: SMEp, Intern. Symp. on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis – ISAP, Salvador, *Abstracts Excursions*, 19-37.
- Couto, P. A., Sampaio, A. R., Gil, C. A. A., Loureiro, H. C., Arcanjo, J. B., Fernandes Filho, J., Guimarães, J. T., Melo, R. C., Mascarenhas, J. F., Bruni, D. C., Toletto, L. A. A. 1978. *Projeto Serra da Jacobina: geologia e prospeção geoquímica*. Relatório final. Salvador, CPRM, 12 v. Convênio DNPM/CPRM.
- Couto, L. F. 1989. *Estudo petrológico do complexo máfico-ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes (Ba) e dos óxidos de Fe-Ti (V) associados*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Dissertação de Mestrado.
- Cruz, E. L. C. C. 1993. *Geologia e mineralizações auríferas do terreno Granitóide-Greenstone de Almas – Dianópolis Tocantins*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília. Dissertação de Mestrado, 152 p.
- Cruz, E. L. C. C., Kuyumjian, R. M. 1996. Chemical characterization of metabasalts and granitoid from the Almas-Dianópolis granite-greenstone terrane, central Brazil. In: SBG, Symposium On Archean of the South American Platform, Brasília. *Extended Abstracts*, 53-54.
- Cruz, E. L. C. C., Kuyumjian, R. M. 1998. The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas – Dianópolis region, Tocantins state, central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2):173-182.
- Cruz, E. L. C. C., Kuyumjian, R. M., Mcnaughton, N., Hagemann, S. 2000. Paleoproterozoic U-Pb SHRIMP ages of low-and high-Al low-k calc-alkaline granitoids in the Brasília Fold Belt basement. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. *Abstract Volume*, CPRM, 1 CD-ROM.
- Cruz, M. J. M., Sabaté, P., Bordini, R. M., Fróes, R. J. B. 1999. Afinidades Geoquímicas dos Corpos Gabro-Anortositicos da Interface do Bloco

- Jequié com o Cinturão Itabuna/Costa Atlântica (Craton do São Francisco, Bahia, Brasil). In: SBGq, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 5, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7, Porto Seguro, *Anais*, 481-483.
- Cuney, M., Sabaté, P., Vidal, P., Marinho, M. M., Conceição, H. 1990. The 2 Ga Peraluminous Magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante Belt (Bahia, Brazil): major and trace-element geochemistry and metallogenetic potential. *Journal of Volc. And Geoth.Res.*, **44**:123-141.
- Cunha, J. C., Fróes, R. J. B. 1994. *Komatiitos com textura "spinifex" do "greenstone belt" de Umburanas, Bahia*. Salvador: CBPM, 29 p. (Arquivos Abertos, 7).
- Cunha, J. C., Mascarenhas, J. F., Silva, R. W. S., Garrido, I. A. A., Sampaio, E. S. 2000. Integrated airborne geophysical and geological studies of the Mundo Novo Greenstone Belt, Bahia, Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. *Abstract Volume*, CPRM, 1 CD-ROM.
- Cunningham, W. D., Marshak, S., Alkmim, F. F. 1996. Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasileiro Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **77**:1-15.
- Cunningham, W. D., Alkmim, F., Marshak, S. 1998. A structural transect across the coastal Mobile Belt in the Brazilian highlands (latitude 20° S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, **92**:251-275.
- D'Agrella Filho, M. S., Pacca, I. G., Onstott, T. C., Renne, P. R., Teixeira, W. 1989. O Estudo atual da cooperação USP/Princeton University. Resultados paleomagnéticos e geocronológico em diques máficos das regiões de Salvador, Olivêncã e Uauá, Cráton do São Francisco. In: Workshop Diques Máficos Pré-Cambrianos do Brasil, São Paulo. *Boletim Especial*, 22-28.
- Dalton de Souza, J., Santos, R. A. 1984. Projeto Mapas Metalogênicos e de Previsão de Recursos Minerais – Folha SC.24-Y-D (Serrinha), Escala 1:250.000. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. *Anais*, 3494-3508.
- Dalton de Souza, J., Fernandes Filho, J., Guimarães, J. T., Lopes, J. N. 1979. *Projeto Colômi: Geologia da Região do Médio São Francisco*. Relatório Final. Salvador: CPRM, 3 v.
- Dalton de Souza, J., Santos, R. A., Melo, R. C. 2002. Proposta de modelo evolutivo. In: Sampaio, A. R., Martins, A. A. M., Loureiro, H. S. C. *Projeto Extremo Sul da Bahia*. Salvador: CPRM, 107 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Inédito.
- Danderfer Filho, A. 2000. *Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 498 p.
- Danni, J. C. M. 1988. Os greenstone belts da Província Tocantians no estado de Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:381-390.
- Danni, J. C. M., Leonardos, O. H. 1978. As seqüências granulítica, anortositica-anfibolítica e ultramáfica da região de Niquelândia-GO. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. *Resumos*, p. 45. (Boletim 1).
- Danni, J. C. M., Fuck, R. A. 1981. Unidades Tecto-Estratigráficas do Embasamento das Faixas Dobradas da Margem Ocidental do Cráton do São Francisco. In: SBG, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais, 1, Salvador. *Anais*, 130-139.
- Danni, J. C. M., Kuyumjian, R. M. 1984. A origem dos anfibolitos da seqüência vulcano-sedimentar de Juscelândia, Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. *Anais*, 4126-4136.
- Danni, J. C. M., Jost, H. 1986. Grupo Pilar de Goiás na sua Área Tipo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. *Boletim*, 2:69-72.
- Danni, J. C. M., Jost, H., Winge, M., Andrade, G. F. 1986. Aspecto da evolução dos terrenos granito-greenstone: exemplo da região de Hidrolina. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. *Anais*, 570-584.
- Dantas, E. L. 1992. *Evolução tectono magmática do maciço polidiapírico São Vicente – Florânia – RN*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 272 p.
- Dantas, E. L. 1997. *Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE Brasil*. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro-SP. Tese de Doutorado, 201 p. (Não publicada).
- Dardenne, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. *Anais*, 2:597-610.
- Dardenne, M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos Neto, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro: 31st. IGC, 231-263.
- Dardenne, M. A., Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, CPRM/UnB, 392p.
- Dardenne, M. A., Danni, J. C. M., Fuck, R. A. 1981. Revisão Estratigráfica do Grupo Araxá na região da Serra Dourada, Go. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia. *Anais*, 664-678.
- Dardenne, M. A., Fuck, R. A., Meneses, P. R., Strieder, A., Pimentel, M. M., Viana, M. G., Ribeiro, R. K., Rocha, A. C. D., Fuck, R. F., Oliveira, R. N., Araújo, Al. H., Jankoz, J., Freury, D. F. R., Miranda, G. H. B., Rodrigues, J. B., Queiroz, C. L., Melo, C. P., Rego, F. M. S., M. Filho, L. S., Toledo, A. R., F. Júnior, N. P., Resende, L., Araki, M. S., Blum, M. L. B. 1992. Geologia do Projeto Sucuri, Região de Ipameri, Sudeste do Estado de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. *Anais*, 149-151.
- Davison, I., Santos, R. A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during Brasileiro Orogeny. *Precambrian Research*, **45**:19-342.
- Delgado, I. M., Dalton de Souza, J. 1975. *Projeto Cobre-Curaçá: geologia econômica do Distrito Cuprífero do Rio Curaçá – Bahia – Brasil*. Salvador, CPRM. v. 1. Convênio CPRM/DNPM.
- Delgado, I. M., Pedreira, A. J., Thorman, C. H. 1994. Geology and Mineral Resources of Brazil: a review. *International Geology Review*, **36**(6):503-544.
- D'el Rey Silva, L. J. H. 1995. The evolution of basement gneiss domes of the Sergipano fold belt (NE Brazil) and its importance for the analysis of Proterozoic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(3/4):325-340.
- Deus, P. B., Viana, J. S. 1982. Jacurici, Valley chromite district. In: Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia, International Symposium On Archean And Early Proterozoic Geologic Evolution And Metalogenesis – ISAP, Salvador. *Abstracts excursions*, 97-107.
- Deus, P. B., Brigo, L., Costa, U., Diella, V., Ferrario, A., Garuti, G. 1991. The Campo Formoso ultramafic complex, Bahia State, Brazil: an example of an Archean PGE-bearing chromitites. *Terra Abstracts – EUG VI*, Strasbourg, 3, n. 1.
- Dominguez, J. M. L. 1993. As Coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez, J. M. L., Misi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-Núcleo Bahia e Sergipe, 137-159.
- Dominguez, J. M. L. 1996. As Coberturas Plataformais do Proterozóico Médio e Superior. In: Barbosa, J. S. F., Dominguez, J.M.L. (coords.) *Geologia da Bahia: texto explicativo*. Salvador, SICM, 400 p. 1 mapa color.
- Dominguez, J. M. L., Rocha, G. M. F. 1989. Sistemas deposicionais do Espinhaço Setentrional na região sudoeste do Estado da Bahia. Uma margem continental Proterozóica? In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Belo Horizonte. *Anais*, 190-194.
- Dorr II, J. V. N., Gair, J. E., Pomerene, J. G., Rynearson, G. A. 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Rio de Janeiro, DNPM, 1-31. (Boletim DNPM/DFPM, 81).

- Drake Jr., A. A. 1980. *The Serra de Caldas Novas Wildow, Goiás*. Denver: US Geological Survey, (Professional Paper, n. 1119-A).
- Duarte, B. P. 1998. *Evolução tectônica dos ortognaisses dos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, MG: geologia, petrologia e geoquímica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 280 p.
- Dupont, H. 1995. O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleográfico e estratigráfico. *Boletim da SBG – Núcleo Minas Gerais*, 13:9-10.
- Dussin, I. A., Dussin, T. M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3(1):19-26.
- Dussin, I. A., Garcia, A. J. V., Uhlein, A. e Dussin, T. M. 1981. Facies eólicas na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço (MG). *Bol. Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais*, 6: 85-96.
- Espinoza, J. A. A. 1996. *Sistemas deposicionais e relações estratigráficas da Tectonoseqüência Conselheiro Mata, na borda leste da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil*. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 66 p.
- Ebert, H. D., Chemale Jr., F., Babinski, M., Artur, A. C., Van Schmus, W. R. 1996. Tectonic setting and U-Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. *Tectonics*, 15:688-699.
- Endo, I. 1997. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 243 p.
- Endo, I., Machado, R. 1998. The geologic architecture of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) after multiple transpressional and transtensional tectonic events. In: SBG, Intern. Conf. Basement Tectonics, 14, Ouro Preto. *Abstracts*, 126-127.
- Fairchild, I. J. 1993. Balmly shores and ice wastes: the paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. *Sedimentology Review*, 1:1-16.
- Faria, A., Marini, O. J., Winge, M., Kuyumjian, R. M., Figueredo, A. N. 1986. Geologia da região de São Domingos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, 1986, Goiânia, *Anais*, 2:861-875.
- Fernandes, L. A., Tomasi, A., Porcher, C. 1992. Deformation patterns in the South Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt a reappraisal. *Jour. Soc. Am. Earth Sci*, 5:576-584.
- Ferreira Filho, C. F. 1995. *The Niquelândia Mafic-Ultramafic Layered Complex, north-Goiás, Brazil: petrology, age and potencial for PGE ore deposits*. Universit of Toronto, Toronto, Tese de Doutorado, 270 p.
- Ferreira Filho, C. F., Naldrett, A. J. 1993. The Niquelândia mafic-ultramafic complex revisited: tectonic setting and potential for PGE deposits. In: SBG, Brazilian Pge Meeting, 1, Brasília, *Actas*, 25-28.
- Ferreira Filho, C. F., Pimentel, M. M. 1999. Sm-Nd isotope systematics and REE-HF-Ta-Th data of troctolites and their amphibolitized equivalents of the Niquelândia Complex, Upper Layered Series: central Brazil: further constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Journal of American Earth Sciences*.
- Ferreira Filho, C. F., Naldrett, A. J., Nilson, C. F. 1992. The Niquelândia mafic-ultramafic complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite y stratiform controversy based on nex geological and structural data. *Precambrian Research*, 57:1-19.
- Ferreira Filho, C. F., Kamo, S. L., Fuck, R. A., Krogh, T. E., Naldretti, A. J. 1994. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Research*, 68:241-255.
- Ferreira Filho, C. F., Naldrett, A. J., Gorton, M. P. 1998. REE and pyroxene compositional variation across the Niquelândia layered intrusion, Brazil: petrological and metallogenetic implications. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, 107(B):1-22.
- Ferreira, C. A. 1999. *Caicó, Folha SB.24-Z-B: Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte*. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. 152 p.
- Ferreira, C. A., Santos E. J. 2000. *Jaguaribe SE. Folha SC 24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco*. Escala 1:500.000. Geologia e metalogênese. Recife, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB. 1 CD-ROM.
- Ferreira, M. A. F., Ferreira, V. P., Sial, A. N. 1995. Contribuição ao estudo de sienitos potássicos no NE do Brasil: Os plútons de Cabloco e Nova Olinda, Oeste de Pernambuco. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife. *Atas*, 1:301-303. (Boletim, 14).
- Ferreira, M. A. F., Ferreira, V. P., Sial, A. N., Cruz, M. J. M. 1998. Geoquímica e petrogênese dos plútons de Cabloco e Nova Olinda, Terreno Riacho do Pontal, Oeste de Pernambuco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p.511.
- Fetter, A. H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana*. Department of Geology of the Graduate School of the University of Kansas, Kansas, Tese de Doutorado, 164 p.
- Fetter, A. H., Hackspacher, P. C., Ebert, H. D., Dantas, E. L., Costa, A. C. D. 2001. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Simpósio Sudamericano de Geologia Isotópica, 3, Pucón. *Extended Abstracts Volume*, Pucón, 1 CD-ROOM.
- Feybesse, J. L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga Mikolo, F., Bouchot, V., Eko N'dong, J. 1998. The West Central African Belt, a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, 87(3/4):161-216.
- Figueiredo, A. J., Olivatti, O. 1974. *Projeto Alto Guaporé – Relatório Final*. Goiânia, CPRM, 4:35 Convênio CPRM/DNPM.
- Figueiredo, J. A., Leão Neto, R., Valente, C. R. 1981. Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmeirópolis, GO. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, *Anais*, 422-441.
- Figueiredo, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probably Early-Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2):131-145.
- Figueiredo, M. C. H., Barbosa, J. S. F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do cráton do São Francisco. In: Dominguez, J. M. L., Misi, A. (eds.). *O Cráton de São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 63-84. (Trabalhos apresentados na Reunião Preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco).
- Figueiredo, M. C. H., Campos Neto, M. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65:63-82.
- Fischel, D. P., Pimentel, M. M., Fuck, R. A. 2001. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Sylvania Volcanics and Jurubatuba Granite of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás. Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(3): 445-460.
- Fonseca, M. A. 1996. *Estilos estruturais e o arcabouço Tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 172 p.
- Fonseca, M. A., Dardenne, M. A. 1994. Compartimentação estrutural de parte da zona externa da Faixa Brasília ao norte da inflexão dos Pirineus. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, *Anais*, 81-183.
- Fonseca, M. A., Dardenne, M. A., Unbelein, A. 1995. Faixa Brasília, setor setentrional: Estilos Estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:267-278.
- Fortes, P. T. O. 1991. *Geologia do Depósito Aurífero Mina III, Crixás, GO*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 194 p.

- Fortes, P. T. O. et al. 2002. New Sm-Nd data for metasedimentary and komatiitic of the Crixás greenstone belts, central Brazil: implications for the age of the upper sedimentary unit. *Journal South American Earth Sciences*.
- Fortes, P. T. O., Nilson, A. A. 1991. Geologia do Depósito Aurífero Mina III, Crixás. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 3, Cuiabá, *Anais*, 1-14.
- Fragoso-César, A. R. S. 1980. O Cráton do rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, 1980, Camboriú. *Anais*. Camboriú: SBG, v. 5, p. 2879-2882.
- Fragoso-César, A. R. S., Machado, R., Wernick, E., McCreath, I., Phillip, R. P., Sallet, R., Endo, I., Mello, F. M., Almeida, T. I. R., Sayeg, H. S., Fambri, G. L., Silva Filho, W. F., Dehler, N. M., Teixeira, A. L. 1995. The Brasiliana Plate, the Western Paranaides and the Eastern Atlantides and Africanides accreted terranes a model for the Neoproterozoic tectonic collage of southwestern South America. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 6, 1995, Encontro de Geologia do Mercosul, 1, Porto Alegre. *Resumos Expandidos*, 20-26.
- Franco, H. A., Campos, J. E. G., Danni, J. C. M. 1994. A Sequência Vulcano-sedimentar Iporá/Amorinópolis: Uma Contribuição. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário de Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 3:108-110.
- Frasca, A. A., Araújo, V. A. 2001. *Projeto Hidrogeologia no Tocantins – Folha Palmas (TO) – SD.22-Z-B*. Goiânia: CPRM, 52 p.
- Freitas-Silva, F. H. 1996. *Metalogênese do depósito do Mosso do Ouro, Paracatu, MG*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 339 p.
- Freitas, M. E., Kuyumjian, R. M. 1995. Variação química das micas durante o hidrotermalismo peraluminoso de Vianópolis, GO. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, 18:1-2.
- Fuck, R. A. 1994. A faixa Brasília e a compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, *Anais*, 184-187.
- Fuck, R. A., Marini, O. J. 1981. O Grupo Araxá e unidades homataxiais. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, *Anais*, 118-130.
- Fuck, R. A., Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Kawashita, K. 1989. Geocronologia RB-SR no Complexo Barro Alto, Goiás: evidências de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1 300 Ma no Brasil Central. *Geochimica Brasiliense*, 3(2):125-140.
- Fuck, R. A., Jardim De Sá, E. F., Pimentel, M. M., Dardenne, M. A., Pedrosa-Soares, A. C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Dominguez, J. M. L., Misi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*, Salvador, SBG-BA/SGM/CNPq, 161-185.
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., D'el-Rey Silva, L. J. H. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário de Camboriú. *Anais*, 1:215-216.
- Fuck, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Junges, S. L., Moraes, R. 2001. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: Universidad de Chile, South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucón, Chile. *Extended Abstracts*, 141-144. 1 CD-ROM.
- Fugii, M. Y. 1989. *REE geochemistry and Sm/Nd geochronology of the Cana Brava Complex, Brazil*. 1989. Kobe University, Dissertação de Mestrado, 55 p.
- Gaál, G., Teixeira, J. B. G., D'el-Rey Silva, L. J. H., Silva, M. G. 1987. Early Proterozoic Crustal Evolution and Metallogenesis, Northwestern Bahia, Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador. [Palestra proferida no ...]. Gaudette, H. E., Moura, C. A. V., Abreu, F. M., Gorayeb, P. S. S. 1996. Dados Geocronológicos Pb/Pb em Zircão de Granitóides da Suíte Rosário. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:508-511.
- Gava, A., Vidal, J. L. B., Ghignone, J. I., Oliveira, E. P., Santiago Filho, A. L., Teixeira, W. 1983. Geologia. In: *Folha SC-24/25-ARACAJU/RECIFE: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra BRASIL*, DNPM, Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, 27-376. (Levantamentos Recursos Naturais, 30).
- Gienez Filho, A., Janasi, V. A., Campanha, G. A. C., Teixeira, W., Trevizoli Júnior, L. E. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Corregos Batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):45-50.
- Godói, H. O., Martins, E. G. 1999. *Campo Grande, Folha SF.21. Esc. 1:1.000.000*. Goiânia, CPRM, 1 CD-ROM. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB)
- Gomes, H. A. 2001. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco. Escala 1:500.000*. Recife, CPRM, 1 CD-ROM. Convênio CPRM/Governo do Estado de Pernambuco/AD/DIPER.
- Gomes, F. E. M., Vasconcelos, A. M. 1991. *Folha Paulistana, SC.24-V-A-II: Estados do Piauí e Pernambuco*. Brasília, DNPM, 196 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Convênio DNPM/CPRM.
- Gomes, R. A. A. D., Gomes, P. J. P., Silveira, N. C. 1996. O novo Mapa Bouguer do Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Anais*, 2:423-424.
- Gonçalves, J. C. V., Moreira, J. F. C., Hedlund, D. C. 1972. *Projeto Cromo: relatório final*. Salvador, CPRM, v. 1. Convênio DNPM/CPRM.
- Gorayeb, P. S. S. 1996. *Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional (TO)*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, Belém. 262 p.
- Gorayeb, P. S. S., Costa, J. B. S., Lemos, R. L., Gama, T., Bemerguy, R. L., Hasui, Y. 1988. O Pré-Cambriano da região de Natividade-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 18:391-397.
- Gorayeb, P. S. S., Gaudette, H. E., Moura, C. A. V., Abreu, F. M. 1999. Geologia e Geocronologia da Suíte Rosário, Nordeste do Brasil e sua Contextualização Geotectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 29(4):571-578.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A., Barros, G. R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geologia*, 30(1):190-194.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Calado, W. M. 2001. Idades Paleoproterozóicas em Zircão dos Pillows Basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) – Município de Sapucaia – PA. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. *Resumos Expandidos*, 1 CD-ROM.
- Gresse, P., Chemale Jr., F., Silva, L. C., Walraven, F., Hartmann, L. A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-Africa/Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Res.*, 8:157-171.
- Griffon, J. C. 1967. Apresentação do Mapa Geológico (1:100.000) da parte central da Serra de Jacobina, Bahia. *B. Paranaense de Geociências*, Curitiba, 26:33-34.
- Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Araújo, J. M. M., Sales, A., Melo, S. C. 1998. The Brasiliano granitoids from the Pajéu Paraíba belt and Teixeira High: Sm-Nd isotope geochemistry and U/Pb in zircon ages. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 48.
- Guimarães, J. T. 1996. *A Formação Bebedouro no Estado da Bahia, Faciologia Estratigrafia e Ambientes de Sedimentação*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 155 p.
- Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F. da, Almeida, C. N. de, Melo, E. B., Melo, S. C., Araújo, J. M. M., Sales, A. 1999. Sm-Nd isotope geochemistry and U-Pb in zircon, ages of the Brasiliano granitoids

- from the Pajeú Paraíba terrain, Borborema Province, Northeast Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 2. Córdoba, Argentina. *Actas*, 203-209.
- Hackspacker, P. C., Dantas, E. L., Spoladore, A., Fetter, A. H., Oliveira, M. A. F. 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeir Belt, Southeastern Brazil new geochronological and geochemical constraints from São Roque Açungui groups. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):110-114.
- Harara, O. M. M. 2001. *Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litótipos da região de alto Rio Negro (PR-SC): um exemplo de distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóio III*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 206 p.
- Harara, O. M., Basei, M. A. S., Siga Junior, O. 1997. Geochronological and geochemical data on the transition zone between Luis Alves and Atuba Complexes, south Brazil. *In: South-America Symposium on Isotope Geology*. Campos do Jordão, 1997. *Extended Abstract*, pp 134-136.
- Hartmann, L.A., Leite, J. A. D., Silva, L.C. da, Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, I. D., Fletcher, I., Santos, O. S., Vasconcellos, M.A.Z. 2000b. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Austral. Journ. Earth Sci.* **47**:829-844.
- Hartmann, L. A., Delgado, J. M. 2001. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. *Mineralium Deposita*, **36**:207-217.
- Hartmann, L. A., Santos, J. O., Mcnaughton, N. J. 2000. Ion micropobre (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**(4):559-571.
- Hasui, Y. 1983. Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caraguatubá e suas implicações na reconstituição organizada do leste paulista. *In: IPT, Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo*, 1, São Paulo. *Anais*, 55 p.
- Hasui, Y., Sadowski, G.R., Suguio, K., Fuck, G. F. 1975. The Phanerozoic Tectonic Evolution of the Western Minas Gerais State. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **47**: 431-438.
- Hasui, Y., Abreu, F. A. M., Rangel, J. M. R. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai Araguaia no centro norte do Brasil. *Boletim do IG - USP*, **8**:107-118.
- Hasui, Y., Abreu, F. A. M., Villas, R. N. N. 1984. Província Parnaíba. *In: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (coords.) O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, 36-46.
- Hasui, Y., Costa, J. B. S., Halayi, N. L. E. 1994. Estrutura em Quilha Brasil Central, uma feição fundamental na geologia de Goiás e Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(2):463-467.
- Hedlund, D. C. et al. 1971. *The geology of stratiform chromitite at Campo Formoso, Bahia, and geologic setting of the enclosing metamorphosed ultramafic rocks: relatório parcial do Projeto Cromo*. Salvador, Convênio DNP/CPM/USGS. Inédito.
- Heilbron, M., Valeriano, C. M., Valdares, C. S., Machado, N. 1995. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):249-266.
- Heilbron, M., Valeriano, M. Almeida, J. C. 1999. An Evolutionary tectonic model for the central segment of the Ribeira Belt from the Transamazonian collage to Gondwana amalgamation. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7, Porto Seguro, *Resumos Expandidos*, 58-61.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N., Ainaudi, M. T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, Amsterdam, **58**:241-287.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, **281**:1342-1346.
- Horscroft, F. D., Molinari, L., Barbosa, C. C. 1989. Jacobina Gold Mine. *In: SBGq, International Geochemical Exploration Symposium*, 13, Rio de Janeiro, *Excursion*, 57-61.
- Hurley, P. M., Almeida, F. F., Almeida, F. F., Cordani, U. G., Rand, J. R., Kawashita, K., Vandomos, P., Pinson, W. H., Fairbairn, H. W. 1967. Test of Drift by Comparison of Radiometric Ages. *Science*, **157**: 495-500.
- Inda, H. A.V., Barbosa, J. S. F. F. 1978. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia*. Escala 1:1000.000. Salvador : SME, 122 p. 1 mapa.
- Janasi, V. A. 1999. *Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 304 p.
- Janasi, V. A., Ulbrich, H. H. I. J. 1995. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Reserch*, **51**:351-374.
- Jardim de Sá, E. F. 1978. *Geologia da Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre, Bahia, e Geoquímica do Vulcanismo Ácido Associado*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. Dissertação de Mestrado. 180 p.
- Jardim de Sá, E. F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico ba cadeia Brasiliana/Pan-Africana*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 803 p.
- Jardim de Sá, E. F., Bartels, R.L., Brito Neves, B. B., McCreath, J. 1976. Geocronologia e modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Ouro Preto. *Anais*, **4**:205-227.
- Jardim de Sá, E. F., Moraes, J. A. C., D'el-Rey Silva, L. J. H. 1986. Tectônica tangencial na faixa Sergipana. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia. *Anais*, 1986. **3**:1246-1259.
- Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F., Fuck, R. A. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(4):472-480.
- Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F., Fuck, R. A., Peucat, J. J., Leterrier, J., Kawashita, K., Souza, Z. S. 1995. Granitóide sinorogênicos ca. 1,0 Ga na província Borborema, NE do Brasil: dados geoquímicos e geocronológicos. *In: SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 16, Recife. *Atas*, **1**:162-165. (Boletim, 14)
- Jost, H., Oliveira, A. M. 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil. *Journal of South America Earth Science*, **4**:201-214.
- Jost, H., Kuyumjian, R. M., Freitas, A. L. S., Costa, A. L. L., Nascimento, C. T. C., Vasconcelos, F. M., Galotti, L., Martins, M. C. A., Carvalho, M. N., Conde, V. C. 1995. Geologia da porção norte do greenstone belt de Guarinos, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:51-60.
- Jost, H., Resende, M., Kuyumjian, R. M. S., Queiroz, C. L., Osborne, G. A., Blum, M. L. B., Pires, A. C. B., Moraes, R. A. V. 1999. Terrenos arqueanos de Goiás *In: Hasui, Y, Costa, R. S. (ed.) Geotectônica do Brasil*.
- Juliani, C., Hackspacker, P. C., Dantas, E. L., Fetter, A. H. 2000. The Mesoproterozoic Serra do Itaberaba Group of Central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira Geociências*, **30**(1):82-86.
- Karfunkel, J., Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brasil: Synthesis and Model. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, **65**:1-21.
- Kearey, P., Vine, F. J. 1996. *Global Tectonics*. Blackwell Science, Oxford, 333 p.
- Kishida, A. 1979. *Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcano-sedimentares no Médio Rio Itapecuru, Bahia*. Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador, Tese de Mestrado, 98 p.

- Klein, E. L. 1988. *Aspectos Geoquímicos, Geocronológicos e Estudos dos Fluidos Associados às Mineralizações Auríferas dos Garimpos Caxias e Areal, Cráton São Luis, Noroeste do Maranhão*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado.
- Klein, E. L., Moura, C. A. V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luis Cráton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, **43**(3).
- Kosin, M., Guimarães, J. T., Abram, M. B. 1999. *Aracaju SW, Folha SC.24-Y. Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB*. Salvador, CPRM. No prelo.
- Kozuch, M., Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B. 1997. Ages and isotope geochemistry of two pre-Brasiliano magmatic events in the Borborema Province, In: SSAG, South-American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, SP. *Extend. Abstracts*, 157-160.
- Kuyumjian, R. M. 1981. *Geologia e Mineralizações Auríferas do "Greenstone Belt" da Faixa Crixás-GO*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 67 p.
- Kuyumjian, R. M., Dardenne, M. A. 1982. Geochimical Characteristics of the Crixás Greenstone Belt, Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1/3):324-330.
- Lacerda Filho, J. V., Oliveira, C. C. 1995. Geologia da Região Centro-Sul de Goiás. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, **18**(1/2):3-19.
- Lacerda Filho, J. V., Rezende, A., Silva, A. 1999. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Goiânia, CPRM/METAGO-SA/UnB, 176 p.
- Lacerda, C. M. M., Oliveira, E. P., Mello, E. F., Barrueto, H. R. 2000. Nd isotope evidence of basement contribution to the genesis of the Ambrósio Dome, Itapicuru River greenstone belt, Bahia – Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. *Abstracts Volume*, CPRM, 1 CD-ROM.
- Ladeira, E. A., Broches Jr., H. 1969. *Geologia das quadrículas de Poço de Fora, Esfomeado, Tanque Novo e Lages: Distrito Cuprifero do Rio curaçá, Bahia*. [S.l.: S.n.], Relatório parcial para o Projeto Cobre: geologia e sondagens. 2 v.
- Leahy, G. A. S. 1998. Caracterização petrográfica e litogeoquímica da intrusão sianítica de Ceraiima (Sudoeste da Bahia). In: SBG, Conceição, H., Cruz, M. J. M. (eds.). *Sienitos Alcalinos-Potássicos e Ultrapotássicos Paleoproterozóicos do Estado da Bahia*. Salvador, 143-166. (Publicação Especial SBG, 4).
- Leal, L. R. B. 1998. *Geocronologia U/Pb (SHRIMP), 207Pb/206Pb, Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar dos terrenos granito - Greenstone do Bloco Gavião: implicações para a evolução arqueana e proterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 178 p.
- Leal, L. R. B., Teixeira, W., Macambira, M. J. B., Cordani, U. G. 1996. Evolução crustal dos terrenos TTG arqueanos do bloco do Gavião, cráton de São Francisco, Geocronologia U-Pb (Shrimp) e Pb-Pb em zircões. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Anais*, **6**:539-541.
- Leal, L. R. B., Teixeira, W., Cunha, J. C., Macambira, M. J. B. 1997. Crustal evolution of the Gavião block of the São Francisco craton: A geochronological study with U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar. In: SBG, South Amer. Symp. Isotope Geology, Campos do Jordão, Brazil. *Extended Abstract*, 161-162.
- Leal, L. R. B., Teixeira, W., Cunha, J. C., Macambira, M. J. B. 1998. Archaeon tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião Block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronological characteristics. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:209-220.
- Leão, Z. M. A. N., Dominguez, J. M. L. 1992. Plataformas Carbonáticas Precambrianas: o exemplo da Fm. Salitre - Proterozoico Superior, Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 451.
- Ledru, P., Milesi, J. P., Sabaté, P. 1993. Le bassin d'avantchaine de Jacobina (Brésil), marqueur de l'edification et de l'effondrement de la chaîne transamazonienne. In: SBG, Simpósio Sobre O Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p. 337.
- Ledru, P., Cocherie, A., Barbosa, J. S. F., Johan, V., Onstott, T. 1994. Âge du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **318**:251-257.
- Ledru, P., Milési, J. P., Johan, V., Sabaté, P., Maluski, H. 1997. Foreland basins and gold-bearing conglomerates, a new model for the Jacobina basin (São Francisco province, Brazil). *Precambrian Research*, **86**:155-176.
- Leeder, M. R. 1995. Continental rifts and Proto-Oceanic Rift Troughs. In: Busby, C. J., Ingersoll, R. V. (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Oxford. Blackwell Science, 119-178.
- Legrand, J. M., Liegeois, J. P., Deutsch, S. 1991a. Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In: SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife. *Atas*, 276-279. (Boletim, 13).
- Leite, C. M. M. (org.) 1997. *Campo Alegre de Lourdes, folha SC.23-X-D-IV, Peixe, folha SC.23-X-D-I : estado da Bahia*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB Brasília, CPRM, 4 mapas anexo. Convênio CBPM/CPRM. 153 p.
- Leite, C. M. M., Morais, A. M. V., Sá, E. P., Sano, E. E. 1987. *Projeto Remanso, fase I, Relatório final*. Salvador, CBPM, Convênio SME/CBPM.
- Leite, C. M. M., Santos, R. A., Conceição, H. 1993. A Província Toleiítico-Alcalina de Campo Alegre de Lourdes: geologia e evolução tectônica. In: SBG, Simpósio Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 56-59.
- Leite, J. A. D., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N. et al. 1998. SHRIMP geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes, southernmost Brazil. *International Geological Review*, 688-705.
- Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Fernandes, L. A. D., McNaughton, N. J., Soliani Jr., É., Koester, E., Santos, J. O. S., Vasconcellos, M. A. Z., 1999. Zircon U/Pb SHRIMP dating of gneissic basement of Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* (submitted).
- Leo, G. N., Cox, D. P., Carvalho, J. P. P. 1964. *Geologia da parte sul da Serra da Jacobina, Bahia, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, (Boletim 209).
- Leonardos, O. H., Jost, H., Fuck, R. A., Barros, J. C. 1990. Geologia da região aurífera de Santa Cruz de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim de Resumos*, 338.
- Lesquer, A., Beltrão, J. F., Abreu, F. A. M. 1984. Proterozoic Links between Northeastern Brazil and West África: a Plate Tectonic Model based on gravity data. *Tectonophysics*, **110**:9-26.
- Lima, S. A. A., Cordani, U. G., Pedrosa-Soares, A. C., Martins Neto, M. A., Freire, E. B. 2002. Evidências da sedimentação sin-a pós-colisional do Orógeno Araçuaí: as grauvacas da Formação Salinas na sua área-tipo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. *Anais*, p. 315.
- Lima, T. M. 1997. *Geologia, Estratigrafia e Petrologia da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Canabrava, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 312 p.
- Lima, T. M., Nilson, A. A. 1996. Geologia da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Anais*, **6**:238-242.
- Loureiro, H. S. C. 1986. *Projeto Mapas Metalogênicos e de Previsão de Recursos Minerais: folhas SD.24-V-D, Jequié e Jaguaribe*. Escala 1:250.000. Salvador, CPRM, 2 v. Convênio DNPM/CPRM.

- Loureiro, H. S. C. (org.). 1991. *Mundo Novo, folha SC.24-Y-D-IV : estado da Bahia*. Brasília, Escala 1:100.000, mapas anexo. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil DNPM, 177p. Convênio DNPM/CPRM.
- Loureiro, H. S. C., Dalton De Souza, J. 1983. *Projeto Mapas Metalogênicos e de Previsão de Recursos Minerais: folha SD.24-V-B, Itaberaba*. Escala 1:250.000. Salvador, CPRM, 2 v. Convênio DNPM/CPRM.
- Luz, J. S., Oliveira, A. M., Souza, J. O., Motta, J. F. M., Tanno, L. C., Carmo, L. S., Souza, N. B. 1980. *Projeto Coxipó*. Relatório Final. Goiânia, CPRM, 1:1-136. Convênio DNPM/CPRM.
- Machado, N., Carneiro, M. A. 1992. A major Archean tectonothermal event in the São Francisco shield, Brazil: U/Pb evidence from the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**(11):2341-2346.
- Machado, N., Schrank, A., Abreu, F. R., Knauer, L. G., Almeida-Abreu, P. A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boletim da SBG-Núcleo Minas Gerais*, **10**:171-174.
- Machado, N., Noce, C. M., Ladeira, E. A., Oliveira, O. A. B. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104**:1221-1227.
- Machado, N., Schrank, A., Noce, C. M., Gauthier, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**:259-276.
- Maciel, P. 1959. Títilo cambriano no estado de Mato Grosso. *Boletim da SBG – São Paulo*, **8**(1):31-39.
- Magalhães, L. F. 1991. *Cinturão de Cisalhamento de Empurrão Corrego Geral Meia Pataca: Geologia, Deformação, Alteração Hidrotermal e Mineralizações Auríferas Associadas (Crixás, Goiás)*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 233 p.
- Magalhães, L. F., Nilson, A. A. 1993. Características Litogeoquímicas da metagrauvaca de Greenstone Belt de Crixás – Faixa Crixás, Goiás e suas implicações Geológicas. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, Brasília. *Anais*, 106-108.
- Marimon, M. P. C. 1990. *Petrologia e litogeoquímica da sequência plutono-vulcanossedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 102p.
- Marinho, M. M. 1991. *La séquence vulcano-sédimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du bloc Jequié (Craton du São Francisco, Brésil), Un exemple de transition Archéen-Protérozoïque*. Universidade Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Paris, Tese de Doutorado. 388 p.
- Marinho, M. M., Rocha, G. M. F., Silva, O. A. 1986. *Projeto Vale do Jacurici*. Salvador, SGM, 5 v.
- Marinho, M. M., Vidal, P., Alibert, C., Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. 1992a. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and of the Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. In: Pedreira, A. J. (org.). *Petrologic and geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil*. International Geological Correlation Project – IGCP. Project 280 – The Oldest Rocks on Earth, Salvador, CBPM, 57-75.
- Marinho, M. M., Sabaté, P., Barbosa, J. S. F. 1992b. The Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. In: Pedreira, A. J. (org.). *Petrologic and geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil*. International Geological Correlation Project – IGCP. Project 280 – The Oldest Rocks on Earth, Salvador: CBPM, p. 29-55.
- Marinho, M. M., Galvão, C. F., Nonato, I. F., Luz, D. S., Brito, R. S. S. 1994. *Geologia e potencialidade mineral da borda nordeste da Faixa Contendas-Mirante e do Sill do Rio Jacaré, Bahia*. Salvador, CBPM, Integração e síntese por Augusto J. Pedreira e Icalmar A. Vianna. (Série Arquivos Abertos, 6), 17 p.
- Marini, O. J. 1981. A formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Atas, 716-745.
- Marini, O. J., Liberal, G. S., Reis, L. T., Trindade, C. A. H., Souza, S. L. 1978. Nova unidade litoestrutural do Pré-Cambriano do Estado de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. *Boletim*, 1:127-127.
- Marini, O. J., Fuck, R. A., Dardenne, M. A., Danni, J. C. M. 1984. Província Tocantins: setores Central e Sudeste. In: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (coords.). *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, E. Blücher, 205-264.
- Martin H., Sabaté, P., Paucat, J. J., Cunha, J. C. 1991. Un segment de la croûte continentale d'âge archéen ancien (3.4 milliards d'années): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **313**:31-538.
- Martin, H., Peucat, J. J., Sabaté, P., Cunha, J. C. 1997. Crustal Evolution in Early Archaean of South America: Example of the Sete Voltas Massif, Bahia state, Brazil. *Precambrian Research*, **82**:35-62.
- Martinelli, C. D'a., Xavier, R. P., Moraes, N. 1997. Modelo estrutural e fluídos da mineralização aurífera "Garimpo dos Araés" – Nova Xavantina – MT. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 6, Cuiabá, *Anais*, 46-48.
- Martins, A. A. M. 1986. *Projeto Mapas Metalogênicos e de Previsão de Recursos Minerais: folha SD.24-X-A, Salvador*. Escala 1:250.000. Salvador, CPRM, 2 v. Convênio DNPM/CPRM.
- Martins, A. A. M., Santos, R. A. (orgs.). 1997. *Ibicaraí, folha SD.24-Y-B-V: Estado da Bahia*. Brasília, CPRM, 237 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Martins, G. 2000. *Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Martins, M., Teixeira, L. B., Braun, O. P. 1993. Considerações sobre a Estratigrafia da Bacia do São Francisco com base em dados de subsuperfície. In: SBG - Núcleo Bahia-Sergipe, Simpósio Cráton do São Francisco, 2, Salvador. *Anais*, 167-169.
- Martins-Neto, M. A. 1995a. Evolução tectônica da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. In: V SNET - Simp. Nac. Est. Tect., Gramado, RS, *Anais*, 287-289.
- Martins-Neto, M. A. 1995b. Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. *Bol. Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais*, **13**:16-18.
- Martins-Neto, M. A. 1995c. Evolução paleográfica da Tectono-seqüência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço, fase rifte, na região entre Sopa e Gouveia (MG). *Bol.Soc.Geol., Núcleo Minas Gerais*, **13**:25-27.
- Martins-Neto, M. A. 1995d. Facies de fluxos gravitacionais de sedimentos na Tectono-seqüência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço (MG). *Bol.Soc.Bras.Geol., Núcleo Minas Gerais*, **13**: 22-24.
- Martins-Neto, M. A. 1996a. Lacustrine fau-deltaic sedimentation in a Proterozoic rift basin: the Sopa-Brumadinho Tectono-seqüence, southeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **106**: 65-96.
- Martins-Neto, M. A. 1996b. Aspectos tectono-deposicionais da Tectono-seqüência Galho do Miguel, Bacia Espinhaço (MG). SBG, In: Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 5: 391-394.
- Martins-Neto, M. A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleó/Mesoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **28**(2):151-168.
- Martins-Neto, M. A. 2000. Tectonics and sedimentation in a Paleó/Mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, **103**:147-173.
- Martins-Neto, M. A., Pedrosa Soares, A. C., Lima, S. A. A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late

- Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco Craton and Araçuaí Fold Belt, Eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **141/142**:343-370.
- Mascarenhas, J. F. 1969. Estudo geológico da parte norte da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. *Boletim da SBG*, São Paulo, **18**(1):3-21.
- Mascarenhas, J. F. 1973. A geologia do centro-leste do Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre. *Anais*, **2**:35-66.
- Mascarenhas, J. F. 1979. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H. A. V. (coord.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Textos Básicos*. Salvador, SME/CPM, **2**:55-165.
- Mascarenhas, J. F., Garcia, T. M. 1989. *Mapa geocronológico do Estado da Bahia. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo*. Salvador, SME/SGM, 186, p. 1, mapa.
- Mascarenhas, J. F., Silva, E. F. A. 1994. *Greenstone belt de Mundo Novo, caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco*. Salvador, CBPM, (Arquivos Abertos, 5).
- Mascarenhas, J. F., Conceição Filho, V. M., Griffon, J. C. 1992. Contribuição à geologia do Grupo Jacobina, região Jacobina/Pindobaçu. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **37**, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, **2**:141-142.
- Mascarenhas, J. F., Ledru, P., Souza, S. L., Conceição Filho, V. M., Melo, L. F. A., Lorenzo, C. L., Milési, J. P. 1998. *Geologia e Recursos Minerais do Grupo Jacobina e da Parte Sul do Greenstone Belt de Mundo Novo. Organização e Síntese por Francisco Baptista Duarte*. Salvador. CBPM, 58 p. (Arquivos Abertos, 13).
- McCreath, I., Jardim De Sá, E. F., Fryer, B. J. 1981. As vulcânicas ácidas proterozóicas da região da bacia do rio Paramirim-Bahia. In: Inda, H. V., Marinho, M. M., Duarte, F. B. (orgs.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Textos Básicos*. Salvador, SME/CPM, **4**:121-134.
- Medeiros, V. C. 2002. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, domínio da zona transversal, NE do Brasil*. Natal, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Curso de Doutorado, 32 p. (Seminário de Pesquisa, 2).
- Medeiros, V. C., Jardim De Sá, E., Macedo, M. H. F., Souza, Z. S. 1993. Estruturas tangenciais e metagranitoides transamazônicas na Faixa Salgueiro-Cachoeirinha a oeste de Parnamirim - PE. In: SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, **15**, Natal, *Atas*, 284-287. (Boletim, 13).
- Medeiros, V. C., Jardim De Sá, E., Silva, F. C. A., Mafra, J. W. A. 2001. Contexto tectono-estratigráfico da seqüência Serra do Olho D'Água (terreno Piancó Alto-Brígida, Zona Transversal, NE Brasil) In: SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, **19**, Natal, *Resumos*, 328-329. (Boletim, 17).
- Meert, J. G., Van Der Voo, R. 1994. The Neoproterozoic (1.000 - 540 Ma) Glacial Intervals: no more snowball earth? *Earth and Planetary Science Letters*, **123**:1-13.
- Mello, E. F. 2000. *Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, BA: Evolução crustal e metalogenia do ouro*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Tese de Doutorado 162 p.
- Mello, E. F., Lacerda, C. M. M., Oliveira, E. P., Mcnaughton, N. J. 1999a. SHRIMP U-Pb geochronology on xenotime and zircon from the Ambrósio dome, Rio Itapicuru greenstone belt, Brazil: A major syntectonic granodiorite intrusion. In: South American Symposium on Isotopic Geology, **2**, Córdoba, Argentina. *Acta*, 331-334.
- Mello, E. F., Oliveira, E. P., Mcnaughton, N. J. 1999b. SHRIMP U-Pb geochronology of Early Precambrian quartzite and its basement (Caldeirão belt), N.E. São Francisco craton, Bahia. In: South American Symposium on Isotopic Geology, **2**, Córdoba, Argentina. *Actas*, 78-81.
- Mello, J. C. R., Berbert, C. O. 1969. *Investigação geológico-econômica da área do Morro Feio, Hidrolândia, Goiás*. Rio de Janeiro, DNPM, 73 p. (Boletim DNPM/DFPM 132).
- Melo, L. F., Molinari, L. 1989. *Considerações sobre a origem e deposição da formação Serra do Córrego, Jacobina, Bahia*. Jacobina, Jacobina Mineração, Relatório interno. Inédito.
- Melo, R. C. (org.). 1991. *Pintadas, Folha SC.24-Y-D-V: Estado da Bahia*. Brasília: DNPM, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. 192 p. 2 mapas anexo Convênio DNPM/CPRM.
- Melo, R. C., Loureiro, H. S. C., Pereira, L. H. M. (orgs.) 1995. *Serrinha: folha SC.24-Y-D. Estado da Bahia*. Brasília: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. 80 p. mapas, escala 1:250.000.
- Misi, A., Veizer, J. 1996. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Carbonate Sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **39**, Salvador. *Anais*, **5**:487-489.
- Moraes, J. F. S. 1992. *Petrologia das máficas e ultramáficas da seqüência vulcano-sedimentar de Monte Orebe, PE/PI*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. Dissertação de Mestrado, 98 p.
- Moraes Rego, L. F. 1933. Notas Geográficas e Geológicas sobre o Rio Tocantins. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, **9**:271-288.
- Moraes, R. 1997. *Condições e evolução do metamorfismo no Complexo Barro Alto e litogeoquímica do vulcanismo bimodal da seqüência Juscelândia, Goianésia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 382 p.
- Moraes, R. et al. 2001. *The evolution of melt-bearing UHT metamorphic mineral assemblages and constructoin of P-T paths: an example from Central Brazil*. University of Maryland, Inédito.
- Motta, A. C., Gomes, R. A. A. D., Delgado, I. M., Siqueira, L. P., Pedreira, A. J. 1981. Feições gravimétricas e magnéticas do cráton de São Francisco. In: CPM, Simpósio do Cráton de São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, 1979. *Anais*, **17**:33.
- Mougeot, R. 1996. *Étude de la limite Archéen Archéen-Protérozoïque et des minéralisations Au, Uassociées: Exemples de la région de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajás (Etat de Pará, Brésil)*. Universidade Montpellier, Suíça, Tese de Doutorado, 301 p.
- Moura, C. A. V. 1992. *Geochronology And Geochemistry Of The Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, Brazil*. Univesity of New Hamsphire, Tese de Doutorado, 236 p.
- Moura, C. A. V., Gaudette, H. E. 1993. Zircon ages of the basement orthogneis of the Araguaia Belt, north-central Brazil. In: SBGq, Congresso Brasileira de Geoquímica, **4**, Brasília. *Actas*, 232-235.
- Moura, C. A. V., Souza, S. H. P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **39**, Salvador. *Anais*, **6**:31-34.
- Moura, C. A. V., Gaudette, H. E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the Northern Segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: Sinha, A. K. (ed.) *Basement Tectonic*. 13. ed. Holanda, Kluwer Academic Publishers, 155-178.
- Nalini Jr., H. A., Bilal, E., Paquette, J. L., Neves, J. M. C., Carneiro, M. A. 1997. U-Pb zircon geochronology and typology from two Neoproterozoic granitoid suites of the Rio Doce Valley, eastern state of Minas Gerais, Brazil. In: SGM, International Symposium On Granites And Associated Mineralizations-ISGAM, **2**, Salvador, *Extended Abstracts*, 265-266.
- Neves, J. P., Dalton De Souza, J. 1984. *Projeto Mapas Metalogénéticos e de Previsão de Recursos Minerais: folhas SD.24-Y-B, Ilhéus e SD.24-Z-A, Itacaré*. Escala 1:250.000. Salvador, CPRM, 2 v. Convênio DNPM/CPRM.
- Neves, S. P., Mariano, G. 2001. Província Borborema: orógeno acrescionário ou intracontinental? *Coletânea de trabalhos*

- apresentados no XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Recife. Editora Universitária, 26-33. Universidade Federal de Pernambuco. Centro de Tecnologia e Geociências. Departamento de Geologia.
- Nilson, A. A. 1984. Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás. Geoquímica de Rochas e Implicações Petrogenéticas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro. *Anais*.
- Nilson, A. A., Botelho, N. F., Ferreira Filho, C. F. 1994. Rifteamento mesoproterosoico do Centro-Oeste de Goiás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Balneário de Camboriú, *Resumos*, 258-259.
- Nilson, A. A., Ferreira Filho, C. F., D'el Rey Silva, L. J. H., Campos, J. E. G., Kuyumijam, R. M. 1996. *Mapa do Projeto Barro Alto-Quebra Linha. Brasília*, Relatório de Graduação Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Noce, C. M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 128 p.
- Noce, C. M., Machado, N., Teixeira, W. 1998. U-Pb Geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(1): 95-102.
- Nogueira, J. R., Choudhuri, A. 2000. Geotectonic models and geologic evolution of the high-grade gneiss terranes of Juiz de Fora (MG), Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):169-173.
- Nogueira, V. L., Oliveira, C. C. 1978. *Projeto Bonito – Aquidauana*. Relatório Final. Goiânia, CPRM, 14 v. Convênio DNP/CPRM.
- Nutman, A. P., Cordani, U. G. 1992. Shrimp U-Pb zircon geochronology of archean gneisses and Contendas-Mirante metaconglomerate, São Francisco Craton. *In: Pedreira, A. J. (org.). Petrologic and geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil*. International Geological Correlation Project – IGCP. Project 280 – The Oldest Rocks on Earth. Salvador, CBPM, 77-91.
- Nutman, A. P., Cordani, U. G., Sabaté, P. 1994. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from the Early Proterozoic Contendas-Mirante supracrustal belt, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 7:109-114.
- Nutman, A. P., Brito Neves, B. B., Santos, E. J. 2001. U-Pb SHRIMP ages of the Sertania Complex: evidences for a basement terrane in the zona transversal subprovince. *In: SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 19, Natal. *Resumos*, 288-289. (Boletim, 17).
- Oliveira Jr., T. R. 1990. *Geologia do extremo nordeste do Cráton do São Francisco, Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 126 p.
- Oliveira Jr., T. R. 2001. *Petrologia, litogeoquímica e caracterização tipológica das rochas máfico-ultramáficas do Vale do Jacurici: implicações metalogenéticas e significado no contexto geodinâmico da porção NNE do Cráton do São Francisco, Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 240 p.
- Oliveira, A. I., Leonardos, O. H. 1943. *Geologia do Brasil*. 2ª. ed., Rio de Janeiro, Serv. de Informação Agrícola, 813 p. (Série Didática, 2).
- Oliveira, C. C. 1997. *Folha SD.22-Z-C-VI, Itaquaru*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília, CPRM, 107 p.
- Oliveira, E. P. 1998. The Cu-rich Caraíba and Cu-rich Medrado Mafic-ultramafic Complexes, Bahia, Brazil: U-Pb and Nd isotope constrains for archean lithospheric mantle remobilisation in the paleoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte. *Painel Seção Poster*.
- Oliveira, E. P., Lacerda, C. M. M. 1993. Field evidences for the synkinematic emplacement of the Caraíba Hypersthenites, Bahia – Brazil. *In: SBG, 1993, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco*, 2, Salvador. *Anais*, 89-92.
- Oliveira, E. P., Lafon, J. M. 1995. Idade dos complexos máfico ultramáficos mineralizados de Caraíba e Medrado, Bahia, por evaporação de Pb em zircão. *In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 5, Niterói, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 3, *Anais*, Rio de Janeiro, 1 CD.
- Oliveira, E. P., Lafon, J. M., Souza, Z. S. 1999a. Archean-Proterozoic Transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7, Lençóis, *Anais*, 38-40.
- Oliveira, E. P., Souza, Z. S., Correia Gomes, L. C. 1999b. U-Pb dating of deformed mafic dyke and host gneiss (Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil): implications for understanding reworking processes in archean terranes. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7, Lençóis. *Anais*, 41-43.
- Oliveira, E. P., Mello, E., Mcnaughton, N., Choudhuri, A. 2002. Shrimp u-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone, NE São Francisco Craton. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 522.
- Oliveira, M. A. M. 1964. *Reconhecimento Geológico Expedido na Região do Alto Paraguaí*. Ponta Grossa, Petrobrás-DEBSP, 47 p.
- Oliveira, R. G. 1998. *Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 157 p.
- Padilha, A. V., Melo, R. C. 1991. Estruturas e Tectônica. *In: Melo, R. C. (org.). Pintadas, Folha SC.24-Y-D-V: Estado da Bahia*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB Brasília: DNP, 49-54. 2 mapas anexo. Convênio DNP/CPRM.
- Padilha, A. V., Vasconcellos, R. M., Gomes, R. A. A. D. 1991. *Barbacena, Folha SF.23-X-C-III*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília: CPRM, 111-133.
- Padilha, A. V., Santos, R. A. 1997. Evolução geológica – proposta de um modelo. *In: Arcanjo, J. B. A. (org.). Folha Itabuna: Estado da Bahia*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília, CPRM, 213-226.
- Padilha, J. L. 1984. Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás – Projeto Pindorama – DOCEGEO. *In: SBG, Encontro Regional do Ouro de Goiás*, 1, Goiânia. *Anais*, 78-95.
- Paes, V. J. C. 1999. *Geologia da Quadrícula Alvarenga, MG, e a geoquímica: implicações geotectônicas e metalogenéticas*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 144 p.
- Paim, M. M. 1998. Petrologia da intrusão sienítica potássica de Cara Suja (Sudoeste da Bahia). *In: Conceição, H., Cruz, M. J. M. (eds.). Sienitos alcalino-potássicos e ultrapotássicos paleoproterozóicos do Estado da Bahia*. Salvador, SBG, 112-145. (Publicação Especial, 4).
- Paixão, M. A. P., Lafon, J. M., Oliveira, E. P. 1995. Geocronologia Pb-Pb do Complexo Anortosítico-Leucogabróico de Lagoa da Vaca e rochas associadas, Complexo Uauá, Bahia. *In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 5, Niterói, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 3, 1995, Niterói. *Anais*. Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.
- Paixão, M. A. P. et al. 2002. Corpos ofiolíticos da faixa Araguaia e suas implicações tectônicas. Brasília, AGIM, UNB, No prelo.
- Palheta, E. S. M. 2001. *Evolução Geológica da Região Nordeste do Estado do Pará com base em Estudos Estruturais e Isotópicos de Granitóides*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Dissertação de Mestrado.
- Passarelli, C. L. 2001. *Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 254 p.

- Pastana, J. M. N. (org.) 1995. *Turiçu/Pinheiro, Folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B: Estados do Pará e Maranhão*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, CPRM. 205 p. Programa Grande Carajás.
- Pedreira, A. J. 1994. *O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 126 p.
- Pedreira, A. J. 1995. Estratigrafia de seqüências e modelo deposicional da Formação Guiné (Mesoproterozóico) na Chapada Diamantina, Bahia. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Diamantina, *Anais*, 28-29 (Boletim, 13).
- Pedreira, A. J. 1997. Sistemas deposicionais da Chapada Diamantina Centro-oriental, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3):229-240.
- Pedreira, A. J. 1999. Evolução Sedimentar e Tectônica da Bacia Metassedimentar do Rio Pardo: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(3):339-344.
- Pedreira, A. J., Bomfim, L. F. 2000. Mid-East Chapada Diamantina, State of Bahia, Brazil. In: International Geological Congress, 31, 2000, Rio de Janeiro. Pre Congress Field Trip, CBPM, 31 p. *Field Trip Bft 16*.
- Pedreira, A. J., Arcanjo, J. B. A., Pedrosa, C. J., Oliveira, J. E., Silva, B. C. E. 1975. *Projeto Bahia: geologia da Chapada Diamantina*. Salvador, CPRM Relatório final., v. 1. Convênio DNP/CPRM.
- Pedreira, A. J., Cordani, U. G., Iyer, S. S., Almeida Campos, D., Campos, B. R. 1976. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*: Folha Salvador (SD.24). Texto explicativo. Brasília: DNP. 127 p. il.
- Pedrosa-Soares, A. C., Pedreira, A. J. 1996. O setor setentrional da faixa Araçuai. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. Excursão E-12, 58 p.
- Pedrosa-Soares, A. C., Wiedmann-Leonardos, C. M. 2000. Evolution of the Araçuai Belt and its connections to the Ribeira Belt. In: Cordani, U. G., Thomaz Filho, A., Campos Neto, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31 IGC, 265-268.
- Pedrosa-Soares, A. C., Vidal, F., Leonardos, O. H., Brito Neves, B. B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuai-West Congo orogen. *Geology*, **26**:519-522.
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedmann, C. M., Pinto, C. P. 2001. The Araçuai-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**(1/4):307-323.
- Pena, G. S., Pereira, A. D. C., Takahashi, A. T. et al. 1975. *Projeto Goiânia II Goiânia*, CPRM, v. 1. - Relatório Final. Convênio CPRM/DNP.
- Peres, G. G. 2000. *O Grupo Dom Silvério na região leste de Minas Gerais: arcabouço estrutural e evolução tectônica*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, 125 p.
- Peucat, J. J., Mascarenhas, J. F., Barbosa, J. S. F., de Souza, S. L., Marinho, M. M., Fanning C. M. and Leite C. M. M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *J. of South Am. Earth Sci.* (in press).
- Pflug, R., Schobbenhaus, C. E., Renger, F. 1969. *Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental*. Recife, SUDENE, 59 p. (Divisão de Geologia, Série Especial, 9).
- Picanço, J. de, Tassinari, C.C.G., Cordani, U., Nutman, A. P. 1997. Idades U-Pb (shrimp), Sm-Nd e Rb-Sr em rochas do Maciço Itantins (SP): evidências de evolução policíclica. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **70**(1):139-150.
- Pimentel, M. M. 1985. *A seqüência vulcano-sedimentar de Arenópolis – GO: petrologia ígnea e metamórfica, contexto geotectônico e considerações metalogenéticas preliminares*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 188 p.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A. 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozoicas do oeste de Goiás. *Boletim da SBG – Núcleo Centro-Oeste*, **15**:1-22.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A. 1994. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.
- Pimentel, M. M., Heaman, L., Fuck, R. A. 1991a. U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, **4**:329-339.
- Pimentel, M. M., Heaman, L., Fuck, R. A., Marini, O. J. 1991b. U-Pb zircon chronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research* **52**:321-335.
- Pimentel, M. M., Machado, N., Lobato, L. M. 1994. Geocronologia U/Pb de rochas graníticas e gnáissicas da região de Lagoa Real, Bahia, e implicações para a idade da mineralização de Urânio. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Boletim dos Resumos Expandidos*, **2**:389-390.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., D'el-Rey Silva, L. J. H. 1995. Dados Rb-Sr e Sm-Nd de Rochas Graníticas da Região entre Jussara e a Cidade de Goiás: Implicações para a Natureza do Limite entre Terrenos Arqueanos e Neoproterozóicos em Goiás. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 5, Goiânia. *Ata*, 137-140.
- Pimentel, M. M., Whitehouse, M. J., Viana, M. G., Fuck, R. A., Machado, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Late Proterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, **81**:297-310.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Yunges, S. 1998a. New Sm-Nd Isotopic Constraints for the Age of Metamorphic Events in the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. In: SBG, International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, *Abstracts*, 50-52.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Gioia, S. M. C. L. 1998b. Novos Dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. *Anais*, p. 39.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Botelho, N. F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **46**:463-483.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Jost, H., Ferreira Filho, C. F., Araújo, S. M. 2000. The basement of the Brasília Fold belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31ST IGC, 195-229.
- Pinese, J. P. P., Teixeira, W., Piccirillo, E. M., Quéménéur, J. J. G., Bellien, G. 1995. The Precambrian Lavras Mafic dykes, southern São Francisco Craton, Brazil: preliminary geochemical and geochronological results. In: Baer, G., Heimann, A. (eds.). *Physics and Chemistry of Dykes*. Rotterdam: Balkema, 205-218.
- Pinto, C. P. (org.) 1996a. *Projeto Rio das Velhas: texto explicativo*. Belo Horizonte, CPRM, 122p. Convênio DNP/CPRM.
- Pinto, M. A. S. 1996b. *Le recyclage de la croûte continentale archéenne: exemple du bloc du Gavião - Bahia, Brésil*. 193 p. il. Tese (Doutorado). Université de Rennes, França. (Mémoires de Geosciences - Rennes, 75).
- Pinto, M. A. S., Peucat, J. J., Martin, H., Sabaté, P. 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião, state of Bahia, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:487-498.
- Pitcher, W. S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsu, K. J. (ed.). *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, 19-40.
- Piuzana, D. 2002. *Geologia isotópica U-Pb e Sm-Nd da Sequência Silvânia, Complexo Anápolis Itauçu e Grupo Araxá na região de Leopoldo de Bulhões, Goiás, contribuição ao estudo de evolução da Faixa Brasília*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado.

- Porada, H. 1979. The Damara-Ribeira Orogen of Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil, interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, **57**:237-268.
- Porcher, C. C., Mcnaughton, N. J., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Fernandes, L. A. D. 1999. Geochronology of Proterozoic basement-cover relationships in the southern Brazilian Porongos Belt. *Precambrian Research*, submetido para publicação.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., Basei, M. A. S., 1999. The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. *In: II South American Symposium on Isotopic Geology, Anais...* Cordoba, p. 338-340.
- Pulz, G. M. 1990. *Geologia do depósito aurífero tipo Maria Lázara (Guarinos - Goiás)*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 139 p.
- Queiroz, C. L., Jost, H., Mcnaughton, N. 1999. U-Pb SHRIMP ages of Orixás granite-greenstone belt terranes: from Archean to Neoproterozoic. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, Anais, Salvador, 35-37.*
- Quéméneur, J. J. G., Noce, C. M. 2000. Geochemistry and petrology of felsic and mafic suites related to the Paleoproterozoic Transamazonian orogeny in Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):87-90.
- Quéméneur, J. J. G., Noce, C. M., Garcia, D. 1994. Caracterização das suítes granitoides do Arco Magmático Transamazônico na borda meridional do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. *In: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, Anais, 1:117-118.*
- Remus, M. V. D. 1999. *Metalogenese dos depósitos hidrotermais de metais-base e Au do Ciclo Brasileiro no Bloco São Gabriel, RS*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado, 170 p.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A. and Groves, D.I., 1995. The oldest magmatic rock from the São Gabriel block of the Sul-Rio-grandense shield, southern Brazil, identified by U-PPb dating zircons using SHRIMP. *In: Australian Conference on Geochronology and Isotope Science. Perth, 1995. Abstracts*, p 29.
- Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., Mcnaughton, N. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal South American Earth Science*, **13**:191-216.
- Renné, P. R., Onstott, T. C., D'agrela Filho, M. S. et al. 1990. 40Ar/39Ar dating of 1.0 – 1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano Mobile Belts. *Earth and Planetary Science Letters*, **101**(2/4):349-366.
- Ribeiro Filho, W., Luz, J. S., Abreu Filho, W. 1975. *Projeto Serra Azul*. Goiânia, CPRM, 4 v. Convênio DNPM/CPRM.
- Ribeiro Filho, W., Costa, J. F. G., Araujo, V. A., Valente, C. R., Machado, E. C., Matos, S. H., Rodrigues, R., Vivian, O., Lima, P. F. C. 1978. *Projeto de Geologia da Região Pilar-Mara Rosa*, Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. 9 v. Convênio DNPM/CPRM.
- Ribeiro, A., Trouw, R. A. J., Andreis, R. R., Paciullo, F. V. P., Valença, J. G. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasiliano na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **25**:235-248.
- Rios, D. C. 1998. Petrologia do magmatismo potássico-ultrapotássico e lamprofírico de Morro do Afonso – Bahia. *In: Conceição, H., Cruz, M. J. M. (eds.). Sienitos alcalino-potássicos e ultrapotássicos paleoproterozóicos do Estado da Bahia*. Salvador, SBG, 168-215. (Publicação Especial, 4).
- Roig, H. L., Schrank, A. 1992. Caracterização da Zona de Sutura Jacuí – Conceição da Aparecida, Limite Norte do Complexo de Nappes de Guaxupé – MG. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, 1:283-285.*
- Rosa, M. L. S. 1998. Magmatismo shoshonítico e ultrapotássico no sul do cinturão móvel Salvador-Curaçá, Maciço de São Félix: geologia, mineralogia e geoquímica. *In: Conceição, H., Cruz, M. J. M. (eds.) Sienitos alcalino-Potássicos e ultrapotássicos paleoproterozóicos do estado da Bahia*. Salvador, SBG – Núcleo Bahia-Sergipe, 1-37. (Publicação Especial, 4).
- Rosa, M. L. S. 1999. *Geologia, geocronologia, mineralogia, litogeoquímica e petrologia do Batólito monzo-sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia)*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 186 p.
- Rosa, M. L. S., Conceição, H., Paim, M. M., Santos, E. B., Silva, F. C. A., Leahy, G. A. S., Bastos Leal, L. R. 1996. Magmatismo potássico-ultrapotássico pós-a tardi-orogênico no oeste da Bahia: Batólito monzo-sienítico de Guanambi-Urandi e sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*, **10**:27-42.
- Rosa, M. L. S., Conceição, H., Conceição, R. V., Rios, D. C., Nardi, L. V. S., Martin, H., Oberli, F., Meier, M., Scheller, T., Macambira, M. J. B., McCreath, I., Santos, C. G. P., Santos, E. B., Paim, M. M., Leahy, G. A. S. 1999. Isotopic of the Paleoproterozoic potassic-ultrapotassic syenites from Bahia state, Brazil. *In: South American Symposium on Isotopic Geology, 2, Córdoba, Argentina. Actas, 272-274.*
- Rosa, M. L. S., Conceição, H., Martin, H., Oberli, F., Meier, M., Paim, M., Santos, E. B., Santos, C. G. P., Leahy, G. A. S. 2000. Petrology of the Paleoproterozoic syenitic batholith, Bahia State (Brazil). *In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. Abstracts Volume, CPRM, 1 CD-ROM.*
- Sá, H. J. S. 1982. *Mapa metalogenético do estado da Bahia: texto explicativo*. Salvador, SME/CPM, Escala 1:1.000.000. 1 mapa anexo.
- Sá, J. M. 1991. *Évolution géodynamique de la ceinture proterozoïque d'Oros, Nord-est Brésil*. Nancy, Faculté de Sciences de l'Université de Nancy, Nancy. Tese de Doutorado, 177 p.
- Sá, J. M., Bertrand, J. M., Leterrier, J. Geocronologia. 1997. U-Pb e geoquímica de ortognaises paleo e mesoproterozóicos da região de Taquaritinga-PE. *In: SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia Nordeste, 17, Fortaleza. Resumos expandidos, 15:108-112.*
- Sabaté, P. 1991. Evolution transamazonienne et structures de collision dans le Craton du São Francisco, Brésil. *In: Evolution crustale du protérozoïque inférieur, Afrique de l'ouest et Amérique du Sud*. (CNRS-Rennes, 10).
- Sabaté, P. 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. *In: Barbosa, J. S. F., Dominguez, J. M. L. (coords.). Geologia da Bahia: texto explicativo*. Salvador, SICM, 201-226.
- Sabaté, P., Machado, G. V., Souza, M. Z. A. 1980. Données structurales des formations précambriennes épimétamorphiques du complexe Contendas-Mirante (Bahia, Brésil). *Cahiers Orston, Géologie, 11:1-13.*
- Sabaté, P., Marinho, M. M., Vidal, P., Vachette, M-C. 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): a geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology, 83:325-338.*
- Sabaté, P., Barbosa, J. S. F., Marinho, M. M. M. 1994. The São Francisco craton: a short outline. *In: Figueiredo, M. C. H., Pedreira, A. J. (eds.). Petrologic and Geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil. Boletim IG-USP, 17:1-8.*
- Saboia, L. A. 1979. Os greenstone belts de Crixás e Goiás, GO. *Boletim da SBG – Núcleo Centro Oeste, 9:43-72.*
- Saes, G. S., Vilas-Boas, G. S. 1986. Fácies Sedimentares e Modelo de Sedimentação da Formação Acauã, Pré-Cambriano Superior no Nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências, 16(3):294-300.*
- Sampaio, A. R. (org.) 1992. *Gavião, folha SC.24-Y-D-II: estado da Bahia*. 2 mapas anexos. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil Brasília, DNPM, 164 p. Convênio DNPM/CPRM.
- Sander, A. 1992. *Petrografia e litoquímica de uma parcela da seqüência vulcano-sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na Região do Ribeirão do Ouro, SC*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 150 p.

- Santos, C. A., Silva Filho, M. A. 1990. *Riacho do Caboclo, folha SC.24-V-A-VI. Estado de Pernambuco*. Escala 1:100.000. 2 mapas. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília, DNPM, 113 p. Convênio CPRM/DNPM.
- Santos, E. J. 1995. *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco) Província Borborema*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 219 p.
- Santos, E. J. 1996. Ensaio Preliminar sobre Terrenos e Tectônica Acrecionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996, Salvador, *Anais*, 6:47-50.
- Santos, E. J., Medeiros, V. C. 1997. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the transverse zone Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: SGM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations–ISGAM, 2, Salvador, *Extended Abstracts and Program*, 237-239.
- Santos, E. J., Medeiros, V. C. 1998. New insights on Grenvilleage and Brasileiro Granitic Plutonism of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. In: Congresso Latinoamericano de Geologia, 10, Congreso National de Geologia Economica, 6, Mar del Plata, Uruguay. *Actas*, 2:427-431.
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. In: SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Atas*, 2:401-406. (Boletim, 14).
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Oliveira, R. G., Medeiros, V. C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. *Extended Abstract*, CPRM, 1 CD-ROM.
- Santos, E. J., Ferreira, C. A., Silva Júnior, J. M. F. 2001. *Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba*. Escala 1: 500.000. Recife, CPRM, Convênio DNPM/CPRM/CDRM.
- Santos, R. A. 1998. Perfil Geológico Rio de Janeiro - Juiz de Fora e Reconhecimento na região de Vassouras e Valença: relatório de consultoria interna. Salvador: CPRM. II. Projeto Rio de Janeiro. Programa de Levantamento Geológico Básico de Brasil - PLGB.
- Santos, R. A., Menezes F.º, N. R., Souza, J. D. (orgs.) 1988. *Carira: folha SC.24-Z-C-III, estado da Bahia*. mapas, escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, Brasília, DNPM, 123 p.
- Santos, R. A., Martins, A. A. M., Neves, J. P., Leal, R. A. (orgs.) 1998. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe*: texto explicativo do mapa geológico do Estado de Sergipe 1 mapa color. escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília, CPRM, 156 p.
- Santos, T. J. S. 1999. *Evolução tectônica e geocronológica do extremo Noroeste da Província Borborema*. Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro-SP. Tese de Doutorado.
- Sato, K. 1998. *Evolução crustal da plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 297 p.
- Schmitt, R. S., Trouw, R. A. J., Van Schmus, W. R. 1999. The characterisation of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the Coastal domain using U/Pb in syntectonic veins. In: SEGEMAR, South America Symposium on Isotope Geology, 2, 1999, Cordoba, Argentina. *Atas*, 363-366.
- Schobbenhaus, C., Kaul, P. F. T. 1971. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. *Mineração e Metalurgia*, 53:116-120.
- Schobbenhaus, C., Ribeiro, C. L., Oliva, L. A. et al. 1975a. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Goiás (SD.22)*. Brasília, DNPM, 99 p.
- Schobbenhaus, C., Oguino, K., Ribeiro, C. L. et al. 1975b. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Goiânia – SE.22*. Brasília, DNPM, 74 p.
- Schobbenhaus, C., Soares, M. E. S. 1979. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Rio Apa – Folha SF.21*. Brasília, DNPM,
- Schobbenhaus, C., Oliva, L. A. 1979. *Carta Geológica do Brasil do Milionésimo, Folha Corumbá – SE. 21*. Brasília, DNPM.
- Schobbenhaus, C. 1993. *O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à Região Centro-Leste*. Geowissenschaftliche Fakultät Albert-Ludwigs, Universität Freiburg im Breisgau, Tese de Doutorado, 166 p.
- Schobbenhaus, C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(4):265-276.
- Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R., Asmus, H. E. (eds.). 1984. *Geologia do Brasil* texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 501 p.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Baumann, A., Lork, A. 1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú. *Anais*, 2:397-399.
- Schrank, A. 1982. *Petrologie des komatiites et des roches associees de la ceinture verte du Massif Precambrien de Piumhi (Minas Gerais – Brésil)*. Universidade de Paris-Sud, Orsay. Tese de Doutorado, 272 p.
- Schrank, A. 1996. Gênese e evolução de derrames a clinopiroxeniospinifex de Piumhi – MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 2:695-709.
- Seer, H. J. 1985. *Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo vulcano sedimentar de Bom Jardim de Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 181 p.
- Seer, H. J. 1999. *Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma Araxá, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 267 p.
- Sengór, A. M. C. 1990. Plate Tectonics and Orogenic and Research after 25 years, A tethyan perspective. *Earth-Science Reviews*, 27:1-201.
- Seth, B., Kröner, A., Mezger, K., Nemchin, A. A., Pidgeon, R. T., Okrusch, M. 1998. Archean to Neoproterozoic magmatic events in the Kaoko Belt of NW Namibia and their geodynamic significance. *Precambrian Research*, 92(4):341-363.
- Sial, A. N. 1984. Litogeoquímica de Elementos Terras Raras na caracterização dos granitóides do Espaço Cachoeirinha. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. *Anais*, 2697-2709.
- Sial, A. N. 1993. Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian fold belts in Northeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(1):141-162.
- Sial, A. N. 1987. Granitic Rocks of Northeast Brazil. In: SGM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador. *Extended Abstract*, 61-69.
- Siga Jr., O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese de Doutorado. IGG/USP. São Paulo. 212 p. (Unpublished).
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Brito, M. F. L., Pimentel, M. M. 1997. Geochemical signatures of main Neoproterozoic late-tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano fold belt, Brazil: significance for the Brasileiro orogeny. *International Geology Review*, 39(7):639-659.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Schmus, W. R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd Isotopic Data from Neoproterozoic Granitoids. *Gondwana Research*, 5(2):409-422.
- Silva Filho, M. A., Bomfim, L. F. C., Santos, R. A., Leal, R. A., Santana, A. C., Braz Filho, P. A. 1977. *Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris: Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu Embasamento*. Salvador, CPRM, Relatório Final, 19 v.

- Silva Filho, M. A., Nesi, J. R., Mendes, V. A. 1985. *Projeto Cachoeirinha*, Recife, CPRM, Relatório final integrado, 6v.
- Silva, A. B., Liberal, G. S., Issa Filho, A. 1987. *Depósito de fosfato em carbonatito do pré-cambriano*, Angico Dias, BA. SGB, Salvador.
- Silva, A. B., Liberal, G. S., Grossi Sad, J. H., Issa Filho, A., Rodrigues, C. S., Riffel, B. F. 1988. Geologia e petrologia do Complexo Angico dos Dias (Bahia, Brasil), uma associação carbonatítica pré-cambriana. *Geochimica Brasiliensis*, 2(1):81-108.
- Silva, A. J. C. L. P. 1994. *O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 126 p. 1 mapa.
- Silva, F. H. F. 1996. *Metalogênese do Depósito do Morro do Ouro, Paracatu-MG*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 129 p.
- Silva, M. D. 1990. *Relatório Final de Pesquisa*. Cuiabá: Mineração Manati S/A.
- Silva, A. M., Chemale Junior, E., Kuyumjian, R. M., Heaman, L. 1995. Mafic dike swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(2):124-137.
- Silva, F. O., Nilson, A. A. 1990. Caracterização do complexo gabroanortosítico acamadado de Santa Bárbara, Goiás. In: SGB, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 1898-1912.
- Silva, J. M. R., Lima, E. S., Sales, A. O., Moura, A. V., Schellert, T. 1996. Datação pelo método de evaporação de Pb de granitos cinza foliados da infra-estrutura da faixa Pajeú-Paraíba, Afogados da Ingazeira (PE). In: SRGB, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:519-521.
- Silva, L. C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a Evolução Policíclica dos Terrenos Proterozóicos no Sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(1):60-73.
- Silva, L. C. 1999. *Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 243 p.
- Silva, L. C., Cunha, H. C. S. 2001. *Geologia do Estado do Rio de Janeiro. Estado do Rio de Janeiro*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, CPRM, Brasília, 85 p.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Vasconcelos, A. M., Gomes, J. R. C., Fletcher, I. R. 1997a. U/Pb SHRIMP ages in Southern state of Ceará, Borborema Province, NE Brazil: Archean TTG Accretion and Proterozoic Crustal Reworking. In: CBPM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations – ISGAM, 2, Salvador, *Extended Abstract and Program*, 280–281.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Melo, R. C., Fletcher, J. R. 1997b. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. In: SGM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, Salvador, *Extended Abstract and Program*, 282-283.
- Silva, L. C., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. 1999. SHRIMP U-Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geological Review*, 41:531-551.
- Silva, L. C., Hartman, L. A., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. 2000a. Zircon U/Pb SHRIMP dates Neoproterozoic overprinting in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist*, 85:649-667.
- Silva, L. C., Noce, C. M., Lobato, L. M. 2000b. Dacitic volcanism in the course of the Rio das Velhas (2800-2690 Ma) orogeny: a Brazilian archaic analogue (TTD) to the modern adakites. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):384-387.
- Silva, L. C., Hartman, L. A., McNaughton, N. J. L. A., Fletcher, I. R. 2002a. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Basiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, Submetido para publicação.
- Silva, L. C., da Gresse, P., Scheepers, R., McNaughton, N. J., Hartmann, L. A., Fletcher, I. R. 2000c. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd age constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa *Journal of Earth Sci*, 30:795-815.
- Silva, L. C., Armstrong, R., Delgado, I. M., Pimentel, M. M., Arcanjo, J. B., Melo, R. C., Teixeira, L. R., Jost, H., Pereira, L. H. M., Cardoso Filho, J. M. 2002c. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte I: Limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), (no prelo).
- Silva, L. C., Armstrong, R., Noce, C. M., Carneiro, M. A., Pimentel, M. M., Pedrosa-Soares, A. C., Leite, C. A., Vieira, V. S., Silva, M. A., Paes, V. J. C., Cardoso Filho, J. M. 2002b. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuai, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), (no prelo).
- Silva, L. C., Armstrong, R., Pimentel, M. M., Scandola, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Rizzoto, G., Quadros, M. L. E. S., Sander, A., Rosa, A. L. Z. 2002d. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), (no prelo).
- Silva, M. E. 1987. *O Sistema de Dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton do São Francisco*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de Mestrado, 141 p.
- Silva, M. G. 1983. *A seqüência vulcanossedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórficas*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 146 p.
- Silva, M. G. 1987. *Geochimie, petrologie und geotektonische entwicklung eines Proterozoischen grensteignertels, Rio Itapicuru, Bahia, Brazil*. Universidade de Freiburg, Germany, Tese de Doutorado, 125 p.
- Silva, M. G. 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de acrescimento crustal transamazônico no Gráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: SGB, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Resumos Expandidos*, 2:181-182.
- Silva, M. G., Misi, A. 1998. *Embasamento Arqueano-Proterozóico Inferior do Cráton do São Francisco, no Nordeste da Bahia: geologia e depósitos minerais*. Salvador, SGM, 164 p. (Série Roteiros Geológicos).
- Silva, R. R. 1993. Seqüências estratigráficas da fase rifte do Supergrupo Espinhaço, Diamantina, Minas Gerais. In: II Simp. do Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais*, 154-157.
- Silveira, W. P., Garrido, I. A. A. 2000. *Geologia, pesquisa mineral e potencialidade econômica do greenstone belt Riacho de Santana*. Salvador, CBPM, 39 p. (Série Arquivos Abertos, 14). Síntese por Augusto J. Pedreira.
- Simões, L. S., Valeriano, C. M. 1990. A Porção Meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: SGB, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6:2564-2575.
- Sims, J. F. M. 1976. The Geology of the Auriferous Jacobina in the vicinity of Jacobina, Bahia. In: Simpósio de Depósitos de Ouro, Ouro Preto.
- Smith, W. H. F., Sandwell, D. T. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277:1957-1962.
- Söllner, F., Lammerer, B., Weber-Diffenback, K., 1991. *Die krustenenwicklung nordlich von Rio de Janeiro/Brasilien*. Munchner Geologische Heft 4, Munchen, 100 p.
- Sofner, B. 1973. Observações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano da Chapada Diamantina Sudeste e área contígua. In: SGB, Congresso

- Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, *Anais*, 2:23-33.
- Sousa, D. J. L. 1995. Estudos Geocronológicos das Rochas Tonalíticas de Igarapé de Areia, NE do Pará. *In: UFPA, Seminário de Iniciação Científica da UFPA*, 4, 1995, Belém. *Anais*.
- Sousa, J. O., Moreton, L. C. 1995. *Folha Xambioá – SB.22-Z-B*. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB Goiânia, CPRM, 84 p. Programa Grande Carajás, Convênio CPRM/DNPM.
- Souza, S. H. P., Moura, C. A. V. 1996. Considerações estratigráficas sobre as rochas do embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, Belém, *Atas*, 113-116.
- Souza, W. S. T. 1986. Contribuição aos estudos de revisão estratigráfica do Pré-Cambriano brasileiro a partir do conceito de unidade deposicional. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia. *Anais*, 1:391-401.
- Strieder, A. J. 1990. Análise estrutural da região de Abadiânia-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:239-257.
- Strieder, A. J. 1993. *Deformação metamorfismo na região de Santa Cruz de Goiás: correlação tectono-estratigráfica e evolução tectônica regional*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1993. Tese de Doutorado, 258 p.
- Strieder, A. J., Nilson, A. A. 1992. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): cromita primária e suas transformações metamórfica. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 22(3):352-3.
- Suita, M. T. F. 1996. *Geoquímica & Metalogenia de Elementos do Grupo da Platina (EGP + Au) em Complexos Máficos-Ultramáficos do Brasil: Critérios & Guias com Ênfase no Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado de Barro Alto (CBA-Goiás)*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 482 p.
- Suita, M. T. F. 1998. Late Paleo-Neoproterozoic PGE + Au metallogeny of giant layered high-grade mafic ultramafic intrusions (Barro Alto and Niquelândia), Tocantins Province, Goiás, Central Brazil. *In: SBG, Int. Conf. on Basement Tectonics*, 14, Ouro Preto, *Abstracts*, 179-180.
- Suita, M. T. E., Kamo, S. L., Krogh, T. E., Fyfe, W. S., Hartmann, L. A. 1994a. U-Pb ages from the high grade Barro Alto mafic complex (Goiás, Central Brazil): middle Proterozoic continental mafic magmatism and upper Proterozoic continental collision. *In: USGS, International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology*, 8, Berkeley. *Abstracts*, p. 309.
- Suita, M. T. F., Hartmann, L. A., Kamo, S. L. 1994b. The nature of the Barro Alto Layered Mafic-Ultramafic Complex and a Discussion on the Role of the Brasiliano and the Uruçuano Cycles in Goiás, Central Brazil. *In: International Symposium on the Physics and Chemistry of The Upper Mantle*, SBG, São Paulo. *Extended Abstracts*, 82-84.
- Tack, L., Fernandez-Alonso, M. J. 1998. The West Congolian Belt: a critical assessment of available time constraints during the Neoproterozoic and Paleozoic amalgamation of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*, 27:93.
- Tack, L., Wingate, M. T. D., Liégeois, J.-P., Fernandez Alonso, M., Deblond, A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, 110(1/4):277-306.
- Tassinari, C. C. G. 1981. *Estudo geocronológico pelos métodos Rb/Sr e K/Ar em rochas da Folha Se.21 Corumbá*. Goiânia, RADAMBRASIL, 20 p. (Relatório Interno 408-G).
- Tassinari, C. C. G. 2000. Tectônica Global. *In: Teixeira, W., Toledo, M. C. M., Fairchild, T. R., Taioli, F. (orgs.). Decifrando a terra*. São Paulo, Oficina de Textos, 97-112.
- Tassinari, C. C. G., Campos Neto, M. C. 1988. Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State - Brazil: based on isotopic evidences. *Geochimica Brasiliensis*, 2: 175-183,
- Tassinari, C. C. G., Mellito, K. M., Rodrigues, L. V. 1997. The Geochronological Map of the Amazonian Craton in Brazil. *In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology*, 1, Campos do Jordão. *Extended Abstracts*, 312-313.
- Teixeira, L. R. 1996. *Observações sobre os elementos terras raras nas rochas vulcânicas da região de Marancó*, Salvador, CPRM, Inédito.
- Teixeira, L. R. 1997. *O complexo Caraíba e a suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaça. (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 202 p.
- Teixeira, L. R. 2000. *Projeto Vale do Paramirim: relatório temático de litogeoquímica*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Salvador, CPRM, Relatório interno.
- Teixeira, N. A., Poli, A. J., Ferreira, M. C. B. 1982. Contribuição à geologia e petrologia da região de São Domingos – GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(4):562-571.
- Teixeira, W. 1985. *A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207 p.
- Teixeira, W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco-implicações tectônicas. *In: Dominguez, J. M. L., Misi, A. (eds.) O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG, 11-33.
- Teixeira, W., Figueiredo, M. C. H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, 53(1):1-22.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J. S. F., Noce, C. M., Carneiro, M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. *In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31° IGC, p. 101-137.
- Töpfer, C. 1996. Brasiliano-granitoide in den bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien-eine vergleichende studie. *Münchner Geologische Hefte*, 4:1-100.
- Topitsch, W. M. 1993. Geoquímica e petrologia dos ultramafitos e mafitos da Serra de Jacobina, Bahia: komatiitos, basaltos de alto Mg e toleitos, muna bacia oceânica intracontinental. *In: SBG/SGM/CNPq, Simpósio Cráton do São Francisco*, Salvador, *Anais*, 109-111.
- Torquato, J. P., Oliveira, A. M. F. T., Bartels, R. L. 1978. Idade radiométrica do granito de campo Formoso, Bahia – uma idade mínima para o Grupo Jacobina. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 8(3):171-179.
- Trompette, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. Amsterdam, Balkema, 350 p.
- Trompette, R., Alvarenga, C. J. S., Walde, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the jacandingo Goup. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:587-597.
- Trouw, R. A. J., Ribeiro, A., Paciullo, F. V. P., Heibron, M. L. 1984. Os Grupos São João del Rey, Carrancas e Andrelândia interpretados como continuação dos Grupos Canastra e Araxá. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 7:3227-3240.
- Trouw, R., Heibron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Andreis, R. R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. *In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos Neto, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31 IGC, 287-310.
- Tupinambá, M. 1999. *Evolução tectônica e magmática da faixa Ribeira na região serrana do estado do Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 221 p.

- Turpin, L., Maruejol, P., Cuney, M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm – Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, South-Bahia, Brazil). *Contrib. Mineral Petrol*, **98**:139-147.
- Uhlein, A., Trompette, A., Silva, M. E. 1998. Proterozoic rifting and closure, of the SE border of São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **111**:191-203.
- Uhlein, A., Egydio-Silva, M., Trompette, R., Vauchez, A., Kattah, C. 1999. Paleogeografia e inversão tectônica da Faixa Araçuaí. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, *Anais*, 26-29.
- Unrug, R. 1996. The Assembly of Gondwanaland. *Episodes*, 11-20.
- Valadares, C. S., Fernandes, N. M., Heilbron, M. 1996. Granitoides calcioalcalinos Paleoproterozóicos do Complexo Paraíba do Sul, segmento central da Faixa Ribeira. In: 39º Cong. Bras. Geol., Salvador, 1996, SBG, *Bol. Res. Expand.* p. 38-40.
- Valente, C. R. 1986. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Goiânia, Folha SE.22-X-B*. Brasília, CPRM, 14 p. Convênio DNPM/CPRM.
- Valente, C. R. 1992. *Utilização de Produtos de Sensores Remotos com Ênfase na Tectônica e Prospecção Mineral*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Dissertação de Mestrado, 189 p.
- Valeriano, C. M., Simões, L. S. A., Teixeira, W., Heilbron, M. 1998. Southern Brasilia Belt (SE Brazil): Thrust-discontinuities and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. In: SBG International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto. *Abstracts*, 62-65.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hacsbacher, P. C., Babinsky, M., Fetter, A., Dantas, E. L. 1995a. Neoproterozoic and Late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema province, NE Brazil. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife, *Atas*, 391-392. (Boletim, 2).
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hacsbacher, P. C., Babinski, M. 1995b. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(3/4):267-288.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B. 1997. *Summary of samples from Brazil: preliminary U/Pb and Sm/Nd date*. BRASIL: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo–FAPESP, Estados Unidos da América: National Science Foundation–NCF, Projeto História Tectônica da Província Borborema. Projeto em execução. Relatório inédito.
- Vasconcellos, A. C. B. C., Harris, N. B. W., Tindle, A. C. 1991. The relationship between metamorphism and tectonics: evidence from the Socorro-Guaxupé Thrust nappe, southeastern Brazil. *Res. Terras. Ser.*, **85**:86.
- Vasconcelos, C. S., Yamato, A. A., Dehler, N. M. 1999. *Projeto Jacupiranga-Rio Guarau*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Viana, M. G., Pimentel, M. M., Whitehouse, M. J., Fuck, R. A., Machado, N. 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados Geoquímicos e Geocronológicos e suas Implicações Regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(2):111-123.
- Vieira, A. J. 1965. *Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso*. Ponta Grossa, Petrobrás-DEBSP, 58 p. (Relatório Técnico, 303)
- Vilela, L. G. G. 2000. *Petrografia, geotermobarometria e evolução metamórfica de granulitos básicos de alta pressão e rochas transicionais para fácies eclogito na região de Lima Duarte, MG*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 200 p.
- Wiedemann, M. A. 1993. The evolution of Early Paleozoic, Late-to post-collisional magmatic arc of the Coastal Mobile Belt, in the State of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**(1):163-181.
- Wilson, N. 1987. *Combined Sm-Nd, Pb-Pb and Rb/Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic Precambrian terrains, examples from Bahia, Brazil and Channel Island – U.K.* Universidade de Oxford, Great Britain, Tese de Doutorado.
- Winge, M., Danni, J. C. M. 1995. Evolução dos cinturões granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Goiás. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, Rio Grande do Sul. *Atas*, 109-111.
- Yamaguti, H. S. 2000. *Mineralização Aurífera de Montes Áureos (Maranhão): Rochas Hospedeiras, Controles Depositionais e Fluidos Mineralizantes*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Dissertação de Mestrado.
- Zimbres, E., Kawashita, K., Van Schmus, W. R. 1990. Evidências de núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ e sua conexão com o Cráton de Angola. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. *Anais*, **6**:2735-2743.
- Zucchetti, M. 1998. *Geoquímica dos Metabasaltos do Grupo Nova Lima, Greenstone Belt Rio das Velhas. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 97 p.

Nota Biográfica dos Autores



Inácio de Medeiros Delgado. Geólogo (UFPE/1967). Ingressou no DNPM em 1968 e na CPRM em 1971. Executou e supervisionou projetos de mapeamento geológico básico e de pesquisa mineral de metais básicos. Foi Gerente de Recursos Minerais na CPRM-BA, Coordenador Nacional de Cartografia Metalogenética. A partir de 1985 exerce a Coordenação Nacional do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLBG. Desde 1996 é o chefe da Divisão de Geologia Básica da CPRM.
E-mail: inacio@sa.cprm.gov.br



João Dalton de Souza. Geólogo (UFPE/1968). Ingressou no DNPM em 1969 e na CPRM em 1971. Suas principais áreas de interesse são geologia estrutural e geotectônica de terrenos arqueano-proterozóicos. Executou e coordenou projetos de mapeamento geológico, pesquisa mineral de metais básicos e cartografia metalogenética no Cráton São Francisco e suas faixas marginais. Na CPRM-BA foi Chefe da Divisão de Geologia Econômica, Gerente de Geologia e Recursos Minerais, Coordenador Regional de Cartografia Metalogenética do PLGB. Atualmente é Supervisor de Projetos.
E-mail: jdalton@sa.cprm.gov.br



Luiz Carlos da Silva. Geólogo (UFRGS/1971). Mestre (UnB/1991). Doutor (UFRGS/1999). Ingressou na CPRM em 1973 trabalhando nas áreas de cartografia básica, petrologia e geotectônica do pré-cambriano. A partir de 1988 é Coordenador Nacional de Petrologia. Desde 1993 trabalha na correlação dos cinturões brasileiros e pan-africanos em cooperação com o antigo Serviço Geológico da África do Sul e as Universidades de *Western Australia* e *Australian National University*. É Professor Participante do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFMG desde 2001.
E-mail: luizcarlos@df.cprm.gov.br



Nelson Custódio da Silveira Filho. Geólogo (USP/1967). Mestre (ENSG – França/1981). Ingressou no DNPM em 1968. Implantou e dirigiu o DNPM da Bahia (1971–1985). Foi Coordenador de Pesquisa e Tecnologia Mineral do DNPM (Brasília, 1985–86). Na CPRM-BA, trabalhou na prospecção de fosfato ligado ao ambiente carbonatítico. Na Divisão de Geologia Básica desde 1996, vem trabalhando na área de banco de dados de recursos minerais. Foi Coordenador Nacional do Projeto Consistência de Bases de Dados da CPRM. Atualmente está trabalhando na organização

da versão preliminar do Léxico Estratigráfico do Brasil em CD-ROM – Projeto CGBM.

E-mail: nelson@sa.cprm.gov.br



Reginaldo Alves dos Santos. Geólogo (UFBA/1971). Desde 1972 trabalha na CPRM executando levantamentos geológicos básicos. Ocupou cargos de Chefe e Supervisor de Projetos e Coordenador Nacional de Geologia Estrutural do PLGB. Entre 1996 e 2001 elaborou projetos de caracterização estrutural das mineralizações auríferas das províncias Tapajós (Pará) e Alta Floresta (Mato Grosso). Atualmente é Coordenador Temático de Geologia Estrutural dos novos mapas Geológico e Tectônico do Brasil, em sistema GIS, escala 1:2.500.000.
E-mail: reginaldo@sa.cprm.gov.br



Augusto J. Pedreira da Silva. Geólogo (UFBA/1966). Doutor (USP). Especializou-se em fotogeologia na Colômbia, em 1971. Ingressou na CPRM em 1972, atuando em cartografia geológica básica. Atualmente é Coordenador Executivo do Departamento de Geologia da CPRM. Suas principais áreas de interesse são as bacias sedimentares, principalmente pré-cambrianas, sistemas deposicionais, estratigrafia de seqüências e tectônica. É editor-chefe da folha América do Sul do Atlas do Zoneamento Metalogenético Pré-Cambriano (WAPMZ).

E-mail: apederira@sa.cprm.gov.br



José Torres Guimarães. Geólogo (UFBA/1972). Mestre (UFBA). Iniciou suas atividades profissionais em 1973 na CPRM-BA, onde participou de diversos projetos de mapeamento geológico regional, de integração geológica-metalogenética, especializando-se no estudo de Terrenos Sedimentares no Centro Integrado de Estudos Geológicos da CPRM, em 1988. Atualmente dedica-se ao estudo das bacias sedimentares pré-cambrianas e jurcretáceas da Província São Francisco.

E-mail: torres@sa.cprm.gov.br



Luiz Alberto de Aquino Angelim. Geólogo (UFPE/1969) com especialização em Geologia Econômica pela UFOP. Na CPRM desde 1972, sua atividade principal está relacionada a projetos de mapeamentos geológico-metalogenéticos básicos, em terrenos pré-cambrianos, na região NE do Brasil. Atualmente exerce a função de coordenador regional das pesquisas geológicas na Província Borborema na CPRM-PE.

E-mail: angelim@re.cprm.gov.br



Antonio Maurílio Vasconcelos. Geólogo (UFC/1974) com especialização em Metalogenia pela (UNICAMP) e pela (UECE). Funcionário da CPRM desde 1975, exercendo atividades relacionadas a mapeamento geológico-metalogenético regional, na região nordeste do Brasil. Tem desenvolvido estudos integrados nos projetos “Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba” e no “Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil”. Atualmente ocupa o cargo de Coordenador Geologia e Recursos Minerais na CPRM–CE.

E-mail: maurilio@fo.cprm.gov.br



Iaponira Paiva Gomes. Geóloga (UFC/1985). Tem cursos de especialização nas áreas de petrografia e geocronologia na UFC e CPRM. Funcionária da CPRM desde 1987, onde é responsável pelo Setor de Petrologia/Petrografia da Residência de Fortaleza, prestando apoio aos projetos do Programa

Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

E-mail: iaponira@fo.cprm.gov.br



Joffre Valmório de Lacerda Filho. Geólogo (UFBA/1977), trabalhou no DNPM–GO entre 1983 a 1984. Na CPRM desde 1998, atua nas áreas de Geoquímica e levantamentos geológicos básicos. Atualmente é Gerente de Recursos Minerais da CPRM–GO Goiânia, e coordenador regional da Província Tocantins, dos Mapas Geológico, Tectônico e de Recursos Minerais do Brasil na escala 1:2,5 milhões e Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Foi o responsável pela elaboração do Catálogo de Gemas do Estado de Goiás e do Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal na escala 1:500.000.

E-mail: geremigo@zaz.com.br



Cidney Rodrigues Valente. Geólogo (UnB/1975). Mestre (INPE/1991). Na CPRM desde 1976, foi Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto, entre 1997 a 1999. Nesse período foi responsável por coordenação, treinamento e execução dos projetos da área.

Atualmente é coordenador regional dos mapas na escala 1:2,5 milhões e Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Suas atividades concentram-se em interpretação e processamento digital de imagens de sensoriamento remoto óptico e de microondas (RADARSAT, JERS) para geração de mapas multitemáticos. *E-mail:* geremigo@zaz.com.br



Mônica Mazzini Perrotta. Geóloga (USP), Mestre (USP/1991), Doutora (USP/1997). Entre 1997 e 1998 realizou especialização em modelagem de relevo por meio de análise estatística de modelos digitais de terreno, na Université de Montpellier II, França.

Atualmente trabalha na CPRM. Sua principal área de interesse é modelagem de dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e de sensores remotos em sistemas de informações geográficas. Atualmente é supervisora de geoprocessamento na CPRM–SP e coordenadora regional do Projeto Gis do Brasil.

E-mail: perrotta@sp.cprm.gov.br



Carlos Alberto Heineck. Geólogo (UFRGS/1968). Geólogo do DNPM (1969–1970) e a partir de então da CPRM, onde chefiou a Seção de Prospecção Geoquímica da CPRM–BH. Foi Gerente de Recursos Minerais e é Coordenador Regional do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Realizou pesquisas de fosfato e ouro, cadastramentos minerais na Região Sudeste e do Quadrilátero Ferrífero, além de trabalhos de caracterização metalogenética e de integração geológica regional. Atualmente exerce a Coordenação Regional de Geologia e Metalogenia da Província São Francisco Sul.

E-mail: carlos@bh.cprm.gov.br

Condicionamento do Magmatismo pós-Gondwana *Setting of post-Gondwana Magmatism*

Luiz A. Bizzi e Roberta M. Vidotti

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Summary

The tectono-thermal framework of the Paleozoic to Cenozoic geological history of Brazil is intimately related to the fragmentation of southwestern Gondwana. The geologic record is revisited to provide a base for the sequence of compressional and extensional events since the convergence of Gondwana ca. 650 Ma. The late Proterozoic to early Paleozoic extension ca. 500 Ma. was followed by the Paleozoic convergence ca. 300 Ma., which in turn was followed by the mid to late Mesozoic extension and break-up ca. 150 Ma. Long-lived discontinuities have acted as both transtensional and transpressional fault systems that controlled not only the formation and evolution of sedimentary basins, but also linear trends of magmatic intrusions.

The late-Mesozoic fission-related magmatism involved melts derived from both the upper mantle (kimberlites, alkaline complexes, flood basalts and dyke swarms) and the crust (rhyolite ash-flows and related potassic granites). First-order assessments of the relation between lithospheric stretching, subduction processes, thermal and mechanical subsidence lead to the conclusion that mantle plumes have played an important role in the initial fission of Gondwana and the opening of the South Atlantic. The compositional and isotopic characteristics of basaltic volcanism that occurred shortly before the opening of the new ocean basin are explained satisfactorily by asthenospheric plume models; but how the lithospheric and asthenospheric materials were remobilized during the melting process remains controversial, as does remain the depth of plume generation.

The isotope and trace element characteristics of alkalis and the Paraná basalts provide further evidence that discrete large-scale geochemical domains were not necessarily related to ancient lithospheric chemical heterogeneities or bounded by ancient structural features, but rather to mixing processes that can be ascribed to specific geodynamic mechanisms. The nature and restricted range of isotopic compositions of plume-related rocks in central Brazil indicate that most of these magmas either interacted extensively with or were derived from a widespread light rare earth element enriched mantle source. Systematic variations in rock types and geochemistry on a regional scale are believed to be indicative of vertical geochemical heterogeneities which are translated into lateral heterogeneities by different depths and degrees of melting. The isotopic similarity of the sources of such plume-related rocks to those of some ocean island basalts in the South Atlantic (viz. in Walvis Ridge) is ascribed to processes by which continental lithosphere became first delaminated, and then contaminated a zone of South Atlantic asthenosphere from which hotspot islands were erupting.

Emphasis is placed on source characteristics of arc- and plume-related magmatism and continental flood basalt provinces in an attempt to constrain the nature of the magmatism and the extent to

which subducted materials, juvenile materials and the underlying sub-continental lithospheric mantle were implicated. Independently of the nature of the mantle wedge, subduction-derived basalts are distinguished from basalts erupted in other settings by their selective enrichment in large ion lithophile elements, rare earth elements and Phosphorous. In addition to such trace elements, basalts erupted at active continental margins carry an additional component that contains Nb, Ta and Zr and are assumed to be derived from trace-element enriched metasomatised sub-continental lithosphere.

Most alkaline magmatism was contemporaneous with changes in pole rotation movements which provoked reactivation of lithospheric shear zones and rifting within plates. The overall plate-tectonic approach suggests it is the within plate stress field and fault reactivation that controlled the sites of magmatism in the continental lithosphere. The stress-release is linked to paleo-tectonic geometry of the Brasiliano orogenic fold belts that, in turn, are clearly represented in regional geophysics data sets. Gravity, topography and magnetic data provide a consistent continent-wide basis for comparison of lithospheric structural variations. Bouguer gravity anomalies have been mapped to establish correlations with geotectonic provinces in the Brazilian Platform. Estimates of effective elastic thickness (T_e) defined on the basis of gravity and topography are presented, interpreted and correlated with the post-Gondwana magmatism in Brazil. Cross sections at latitudes 5°S and 20°S and along the longitude 57.5°W summarize crustal thickness (from both magnetic data and seismics) and T_e estimates, which are presented along with topography, gravity data and geology.

Estimates of flexural rigidity (D) or the equivalent effective elastic thickness (T_e) of the lithosphere have been defined on the basis of the coherence technique, i.e. the spectral analysis of Bouguer gravity data and topography. T_e mapping reflects the thermal structure of the lithosphere beneath the Brazilian Platform. The strong T_e identified in central areas of Paraná and Parnaíba provinces are interpreted as cratonic fragments hidden underneath the basin fill. The weaker T_e areas around such fragments are interpreted as extensions of the Brasiliano fold belts beneath the sedimentary and volcanic layers. The results of T_e mapping presented herein indicate considerable heating and weakening of the mantle lithosphere in the Cretaceous. Lithospheric thickness variations appear to have controlled the accretion of higher density materials at the onset of plumes at ca. 137 Ma. Such higher density materials might be the reason why the Serra Geral volcanism occurred away from the line of break-up of South America–Africa. Rift magmatism, kimberlites and related rocks emplaced at the N–NE borders of the Paraná province explored the transition of a stronger to weaker lithosphere.

Introdução

Nos capítulos anteriores delineou-se a evolução geológica das principais províncias crono-tectônicas brasileiras e abordou-se sucintamente o processo de acreção do Gondwana no Proterozóico. Neste capítulo, discutem-se em maior detalhe processos geológicos e tectônicos que tiveram lugar no território brasileiro durante o processo de fragmentação do supercontinente, no Fanerozóico. Feições litoestratigráficas abordadas em capítulos anteriores são aqui tentativamente reinterpretadas não como reflexos de aquiescência termal localizada, mas como resultado de processos geodinâmicos e fluxos calóricos de ampla magnitude.

Após uma breve revisão do arcabouço tectônico pós-Gondwana e da migração do proto-rifte Sul-Atlântico, a discussão se inicia por processos mantélicos de larga escala que foram concomitantes à fragmentação do Gondwana. Informações contidas em rochas manto-derivadas permitem o reconhecimento de heterogeneidades geoquímicas de primeira ordem e a inferência de fluxos significativos de material e calor em escala regional. Tais fluxos são interpretados como evidência de interação entre litosfera e manto astenosférico, resultado de acreção juvenil e processos de delaminação da litosfera sub-continental sob a influência de plumas mantélicas.

Na sequência, dados geofísicos são utilizados para caracterização e modelagem da crosta continental brasileira. Anisotropias representadas nos dados geofísicos regionais são discutidas e estimativas da espessura elástica efetiva da litosfera mecânica são interpretadas para balizar a definição de descontinuidades maiores que condicionaram rifteamento e magmatismo no processo de fissão continental.

A interrogação das bases de dados compiladas em ambiente GIS permitiu a construção de mapas geofísicos, geoquímicos e cronoestratigráficos onde heterogeneidades e anisotropias são integradas à cronoestratigrafia regional e correlacionadas a eventos de subsidência termal e mecânica da crosta que ocorreram em consequência da acreção de materiais juvenis.

Arcabouço da Tectônica pós-Gondwana no Brasil

A amalgamação das placas litosféricas e dos blocos cratônicos da porção Oeste do Gondwana ocorreu durante dois eventos principais: (i) há aproximadamente 650 Ma, durante a formação do proto-Gondwana (provavelmente incluindo a América do

Norte); e (ii) há 300 Ma, com a formação do Supercontinente Pangea, durante a fusão entre Gondwana, Laurentia, China Sul e Eurásia (e.g. Veevers, 1988; 1989, de Wit e Ransome, 1992, Hoffman, 1991 e Dalziel, 1992) (Fig. VI.1).

O primeiro evento tem grande representatividade no território brasileiro, com placas litosféricas amplas (e.g. crátons Amazonas e São Francisco) e blocos cratônicos menores acrescidos a placas e micro-placas continentais, arcos magmáticos e terrenos alóctones no período entre o Mesoproterozóico e o Paleozóico inferior. Já o segundo evento tem representatividade restrita a reflexos distais da acreção de terrenos alóctones que teve lugar no cinturão proto-Andino entre o Paleozóico superior e Mesozóico inferior.

A plataforma brasileira tem registro de reversões na polaridade tectônica com eventos distensivos intercalados no Paleozóico, no Mesozóico inferior e quando da dispersão do supercontinente no Mesozóico superior. No Paleozóico teve início extensa acumulação sedimentar na forma de transgressões marinhas oriundas da margem oeste (Fig. VI.1). Os sedimentos passaram a continentais no Mesozóico e, novamente, a essencialmente marinhos após a abertura do Atlântico. A primeira transição para um ambiente continental, no Triássico, foi abrupta, conforme testemunha uma ampla descontinuidade regional (Fig. VI.2). Tal descontinuidade provavelmente reflete a transição de uma margem passiva com sedimentação tipo rifte para uma margem ativa com

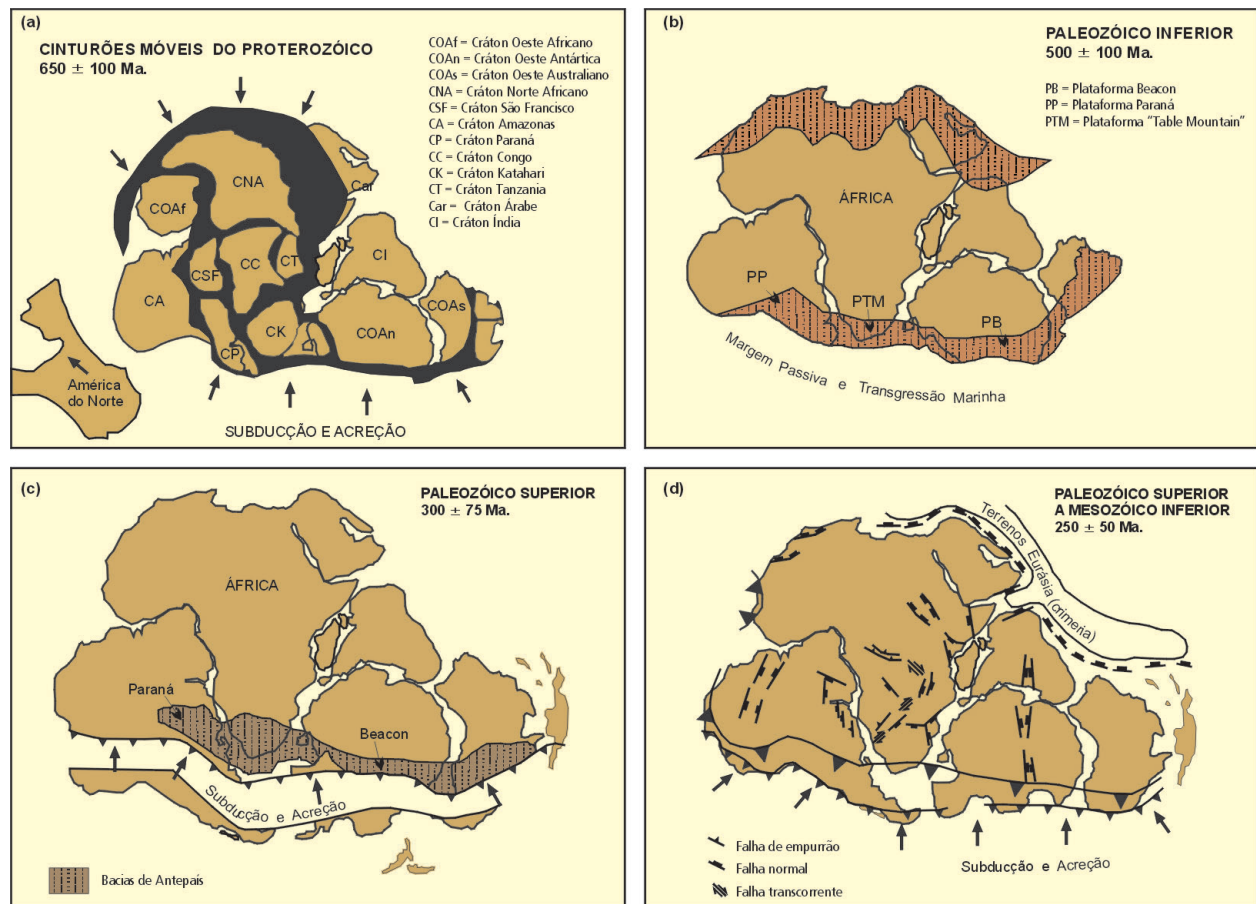


Figura VI.1 – (a) Evolução tectônica do supercontinente Gondwana (modificado de Wit e Ransome, 1992). Blocos cratônicos do Gondwana foram colados ao longo de cinturões móveis Pan-Gondwânicos durante o Pré-Cambriano superior (650 ± 100? Ma), quando o Gondwana era delimitado ao longo de suas margens norte e sul por zonas de subdução e acreção. (b) Riftes extensionais de margem passiva se formaram a norte e a sul do Gondwana durante o Paleozóico inferior. (c) A acreção tectônica ao longo da margem sul do Gondwana durante o Paleozóico superior levou à formação de uma extensa bacia de antepaís. (d) A orientação de vários sistemas de falhas é compatível com os falhamentos induzidos por estresse devido à acreção de terrenos ao longo da margem sul do Gondwana

Figure VI.1 – (a) Tectonic evolution of Gondwana (from de Wit and Ransome, 1992). Cratonic blocks of Gondwana were welded along late Precambrian Pan Gondwana mobile belts (650 ± 100? Ma), at a time when Gondwana was surrounded along its Northern and Southern margins by subduction and accretion zones. (b) Extensive rift continental shelf margins developed along the Northern and Southern margins of Gondwana during the early Paleozoic. (c) The late Paleozoic accretion tectonics along the Southern margin led to the formation of extensive foreland basin. (d) The orientation of the various fault systems is compatible with stress induced failure due to terrane accretion along the Southern margin of Gondwana

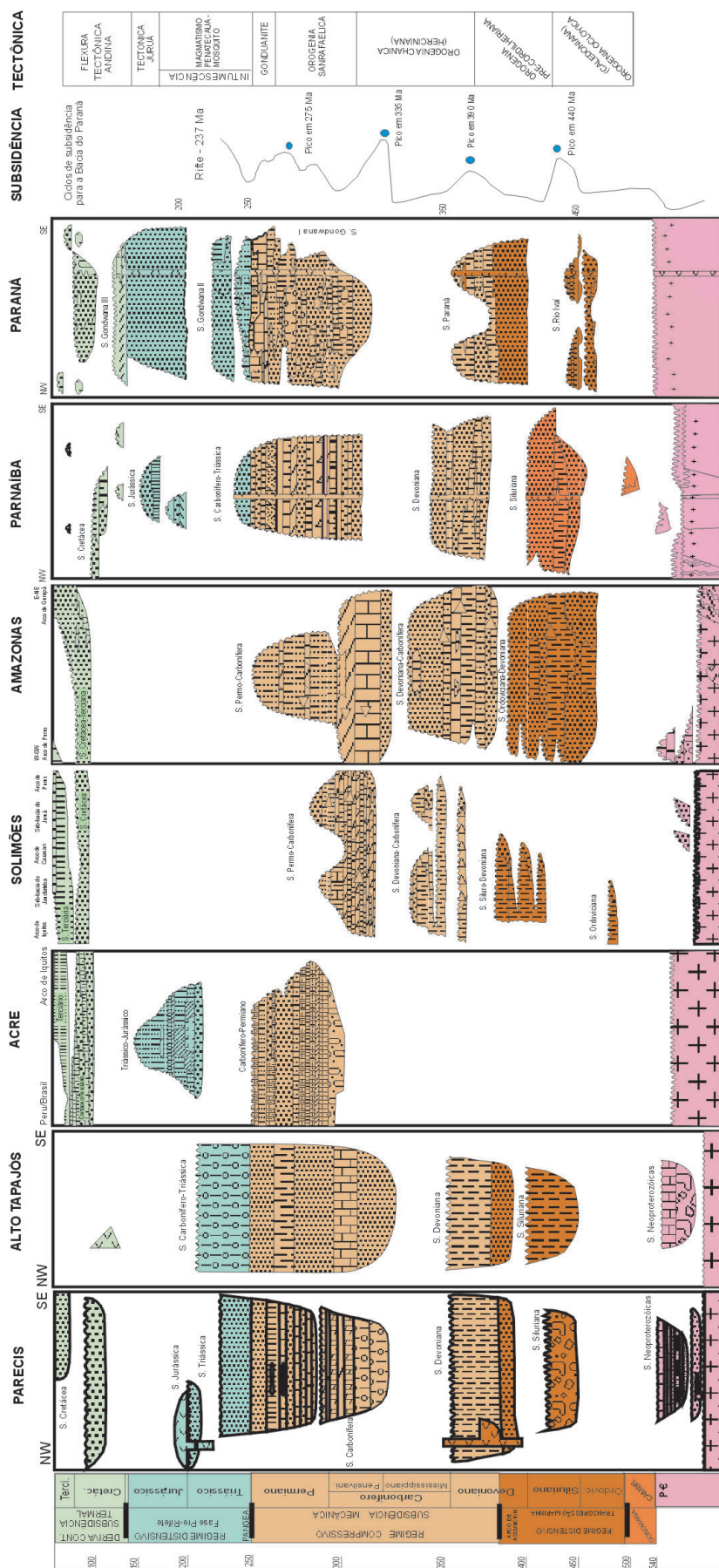


Figure VI.2 – Correlação cronológica-estratigráfica das bacias Paleozóicas intracontinentais brasileiras (modificado de Milani, 1997). Ampla descontinuidade regional marca a primeira transição para um ambiente continental, no Triássico, quando da transição de uma margem passiva com sedimentação tipo rifte para uma margem ativa com sedimentação tipo foreland durante a orogenia Hercínica

Figure VI.2 – Chrono-tectonic-stratigraphic correlation of Brazilian Palaeozoic intracratonic basins (modified from Milani, 1997). A wide regional discontinuity documents the first transition to a continental environment in the Triassic, when a passive rift-type margin was replaced by an active foreland-type margin following the Hercinian orogeny

sedimentação tipo *foreland* ao longo da borda sul do Gondwana durante a orogenia Herciniana (Fig. VI.1c). Nas áreas continentais mais distais à compressão tal transição foi acompanhada de soerguimento generalizado e basculamento de blocos que antecedeu ou foi concomitante ao magmatismo Mesozóico. A transição para o episódio subsequente de extensão continental (que levou à abertura do Oceano Atlântico) foi diácrona nas várias partes do território brasileiro e, em vários lugares, superposta a extensos derrames basálticos continentais.

A margem Atlântica do território brasileiro consta de três ambientes tectônicos maiores separados por duas zonas de fratura oceânica. A zona de fratura Equatorial (incluindo as zonas de fratura São Paulo, Romanche e Chain, a oeste da República dos Camarões) e a zona de fratura Agulhas–Malvinas (Fig. VI.3) atuaram como os principais centros de dissipação

de estresse pela deriva diferencial entre os continentes Sul-Americano e Africano. Movimentos dextrais de translação leste–oeste ao longo de ambas as zonas de falhas transformantes levaram à formação de bacias semi-isoladas em estruturas extensionais que acomodaram a abertura diferencial entre o Atlântico Central, o Atlântico Sul e o Platô das Agulhas–Malvinas (Uchupi, 1989; Fouché, 1992).

Entre as zonas fraturas Equatorial e Agulhas–Malvinas a propagação da fase rifte das bacias sedimentares da margem continental brasileira teve sua propagação predominantemente de sul para norte (Fig. VI.4). Nesta região, as margens mostram estruturas extensionais paralelas à costa e orientadas perpendicularmente às fraturas leste–oeste, com feições contrastantes a norte e a sul da cadeia Rio Grande–Walvis. Ao norte, o estiramento da crosta continental e a formação de bacias tipo rifte no Cretáceo Inferior levaram à subsidência

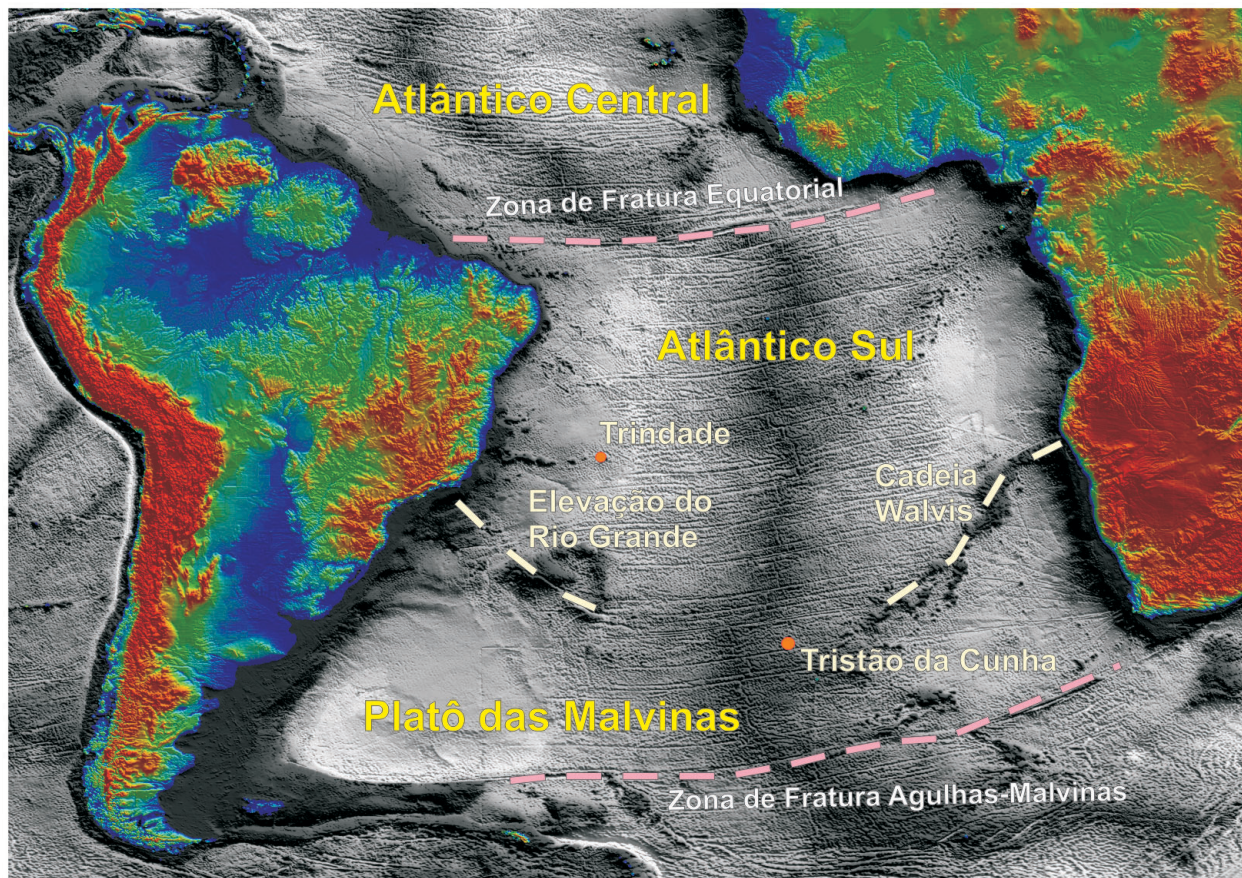


Figura VI.3 – Mapa topográfico e batimétrico com *grid* quadrado de ca. 3 km, gerado a partir de dados derivados de satélite (Smith e Sandwell, 1997). A zona de fratura Equatorial e a zona de fratura Agulhas–Malvinas atuaram como os principais centros de dissipação de estresse pela deriva diferencial entre os continentes Sul-Americano e Africano. Movimentos dextrais de translação leste-oeste ao longo de ambas as zonas de falhas transformantes levaram à formação de bacias semi-isoladas em estruturas extensionais que acomodaram a abertura diferencial entre o Atlântico Central, o Atlântico Sul e o Platô das Agulhas–Malvinas

Figure VI.3 – Topographic and bathymetric map with a square grid of ca. 3 km generated from satellite data (Smith and Sandwell, 1997). The Equatorial and Agulhas–Malvinas fault zones were the main centers of stress dissipation following differential drift of the South American and African continents. Dextral translation movements along such transforming fault zones led to the formation of semi-isolated basins along extensional features that accommodated differential spreading rates of the Central and South Atlantic oceans and the Agulhas–Malvinas Plateau

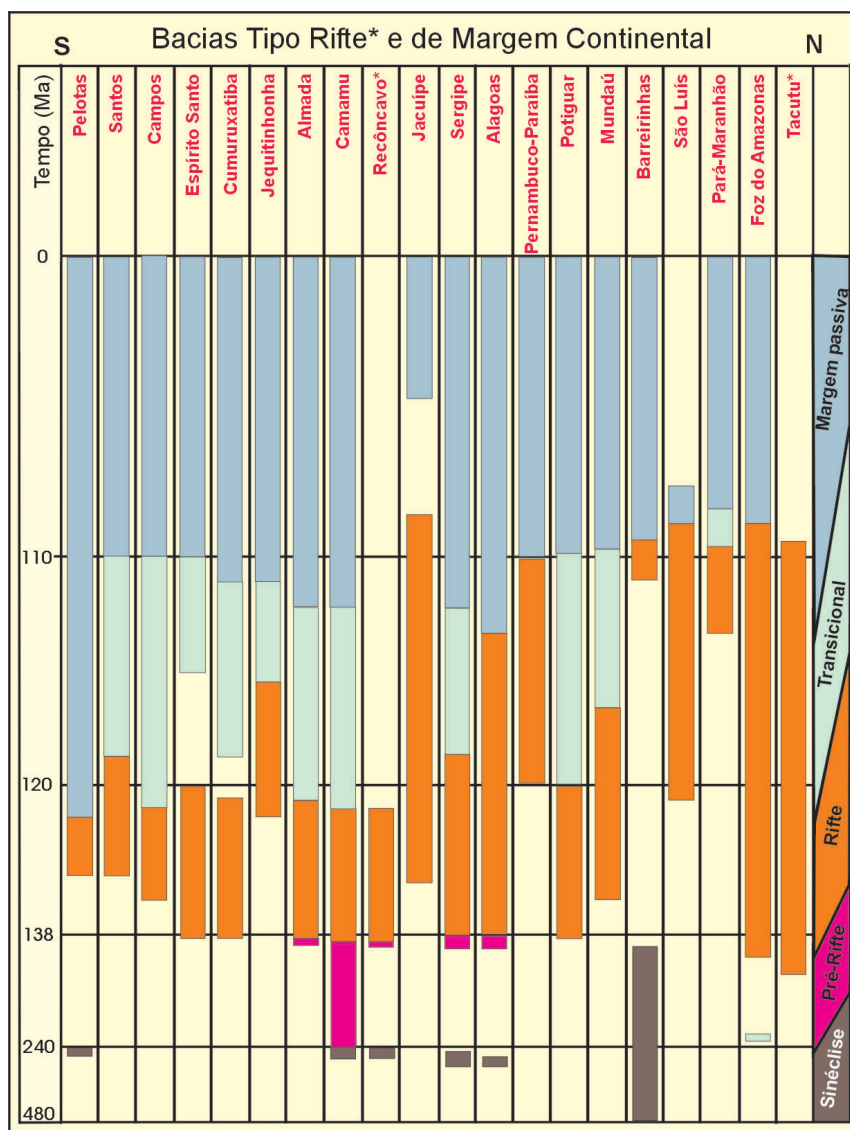


Figura VI.4 – Correlação crono-tectônica das bacias tipo rifte e de margem continental do Brasil

Figure VI.4 – Chrono-tectonic correlation of continental margin and rift basins of Brazil

de uma ampla área abaixo do nível do mar, com extensa deposição de evaporitos, mas sem acreção significativa de crosta oceânica até o Aptiano. Já ao sul da cadeia, a produção de assoalho oceânico começou ainda no Valanginiano.

No estágio pré-rifte, entre 200 e 180 Ma, o desenvolvimento de cadeias vulcânicas paralelas a estruturas do tipo grâben, derrames basálticos e seqüências deposicionais foi acompanhado de intensa atividade tectono-termal com o soergimento de grandes domos crustais (Asmus, 1981; Bristow e Saggerson, 1983; Dingle *et al.* 1983). No Jurássico Médio, simultaneamente à atividade alcalina e tholeiítica no domínio da Província Paraná, houve extenso vulcanismo continental bimodal na Patagônia e na África Setentrional. No Jurássico Superior, ainda antes do início da geração de

assolho oceânico entre América do Sul e África, a atividade vulcânica reduziu-se na Patagônia e no Karoo e uma ampla penneplanização formou a superfície do Gondwana. Basaltos continentais interdigitados com sedimentos clásticos sinrifte sugerem que, pelo menos até as latitudes 20°–25° Sul, a atenuação da litosfera ao longo da margem proto-Atlântica começou ao mesmo tempo em que o evento basáltico Serra Geral (Austin e Uchupi, 1982; Fodor *et al.* 1983; Peate *et al.* 1990).

A deriva que separou América do Sul, África e Antártica é objeto de considerável controvérsia no que se refere a idades, cinemática da dispersão e definição da transição entre crosta continental e oceânica. É provável que a separação entre o Platô das Malvinas e o Banco das Agulhas se tenha iniciado

entre 145 e 122 Ma (Martin e Hartnady, 1986; Van der Merve e Fouché, 1992) e que desde então rigidez torcional e translação diferencial tenham promovido extensão crustal.

Uma vez iniciada a abertura ao longo do Platô das Malvinas, as estruturas de rifteamento se propagaram para o Norte ao longo de uma zona contínua de falhas até a cadeia de Rio Grande–Walvis Ridge (Rabinowitz e LaBrecque, 1979; Uchupi, 1989). Entre o Valanginiano e o Aptiano a atividade tectônica ao longo do proto-Atlântico foi acompanhada por basaltos tholeiíticos continentais seguidos por riolitos e rochas intermediárias. Nas porções internas da Província Paraná as fissuras primordiais estão comumente cobertas por seus próprios produtos eruptivos. Já nas bordas e em áreas que experimentaram soerguimento (*e.g.* Arco de Ponta Grossa), tais estruturas estão marcadas por diques, *sills*, soleiras e ampla suíte de intrusões alcalinas (*e.g.* Piccirillo *et al.* 1990). Presume-se que o foco do magmatismo tenha migrado para Norte a uma velocidade de aproximadamente 30 cm/ano tanto ao longo da zona fissural quanto do proto-Atlântico (Austin e Uchupi, 1982).

A norte da cadeia de Rio Grande–Walvis Ridge, o estiramento crustal Cretáceo Inferior levou à formação de bacias lacustres tipo rifte com extensos depósitos de sal e vulcões basálticos menores. Nas bacias de Campos, Tucano, Jatobá e outras no nordeste brasileiro (Mohriak, este volume) e nas bacias da Namíbia, Kwanza, Congo e Gabão no Oeste Africano, a acreção de crosta oceânica só teve início no Aptiano superior. A separação continental foi influenciada por movimentação dextral superimposta a estruturas do embasamento pré-Cambriano, e a ruptura extensional da cadeia, com propagação do rifte para norte, permitiu transgressão marinha quase instantânea até o norte do Gabão. A deposição de seqüências carbonatadas marcou o início da fase pós-rifte de subsidência termal e transgressões marinhas.

Magmatismo Associado à Ativação Plataformal e Rifteamento Sul-Atlântico no Brasil

O magmatismo meso-cenozóico no Brasil define um padrão complexo de variação composicional e cronológica e guarda estreita relação de causa e efeito com as inversões tectônicas mencionadas acima.

A distribuição areal e o padrão composicional do magmatismo guardam relação com o traçado de plumas manto-derivadas, com acreção vertical de materiais juvenis, e com episódios de acreção lateral por subducção ou em consequência de delaminação.

Os traçados de plumas mantélicas e heterogeneidades geoquímicas correlacionáveis ao seu impacto sob a crosta

continental brasileira são aqui abordados em conjunto com evidências de processos de contaminação por subducção e delaminação de litosfera brasileira quando da reativação plataformal e rifteamento sul-atlantiano no Brasil.

Plumas Mantélicas

As plumas de Trindade e Tristão da Cunha, hoje posicionadas sob os arquipélagos homônimos no Atlântico Sul (Fig. VI.3), estiveram sob a plataforma sul-americana no Mesozóico (Morgan, 1983; O'Connor e Ducan, 1990). Os vulcanismos nas duas ilhas têm assinaturas geoquímicas fundamentalmente distintas que estão também registradas nas rochas geradas ao longo das trajetórias das plumas no continente. Um dos fatores discriminantes entre os vulcanismos derivados das duas plumas é a composição isotópica Sr-Pb, que indica que o vulcanismo derivado sob influência da pluma de Tristão da Cunha tem assinatura tipo Dupal (Duprè e Allègre, 1983) e é quimicamente distinto do vulcanismo não-Dupal gerado sob a influência da pluma de Trindade.

A Ilha Tristão da Cunha, no Atlântico Sul, onde reside atualmente o conduto da pluma homônima (Fig. VI.3), é composta por uma série contínua de basanitos ankaramíticos, tefrifonolitos e fotolitos que se estende até o Alto do Rio Grande (89 Ma). A composição isotópica das rochas é tipo Dupal, sendo que elementos maiores e traço caracterizam diferenciação associada à cristalização fracionada de fases fenocrísticas das rochas (Le Roex *et al.* 1990).

No continente, o magmatismo tholeiítico do norte da Província Paraná e complexos alcalinos intrudidos há cerca de 130 Ma (*e.g.* Jacupiranga e Anitápolis) são também atribuídos à atividade da pluma de Tristão da Cunha. A composição desses magmas e, sobretudo, o padrão fracionado das terras raras sugerem sua geração a partir de um protólito granatífero (*e.g.* Mantovani *et al.* 1985). Os termos mais magnesianos, caracterizados também por menores concentrações de Fe_2O_3 , Al_2O_3 e CaO, têm composições compatíveis com derivação a profundidades entre 60 e 100 Km (Bizzi, 1994). As variações inter-elementares dos basaltos ao norte da Bacia do Paraná podem ser modeladas por cristalização fracionada de olivina e orto-piroxênio e, a níveis mais rasos, plagioclásio (Bellieni *et al.* 1984). As composições dos elementos incompatíveis, entretanto, não são consistentes com processos de cristalização fracionada, mesmo que assimilação ou graus variáveis de fusão parcial estejam envolvidos (Cox, 1983; Mantovani *et al.* 1985). A possibilidade de contaminação crustal foi investigada por vários autores (*e.g.* Piccirillo e Melfi, 1988; Peate *et al.* 1990) e concluiu-se que evidências de contaminação em níveis significativos estão ausentes.

Ao norte da Província Paraná, rochas tipo Dupal na Província do Alto Paranaíba foram investigadas por Bizzi *et al.* (1993

e 1995) e tiveram sua origem também atribuída à pluma de Tristão da Cunha. Kimberlitos e outros magmas primitivos com idades entre 109 e 87 Ma foram gerados a profundidades superiores a 100 km, a partir de protólitos granatíferos e sob influência da pluma de Tristão da Cunha. Já a atividade vulcânica da Formação Mata da Corda coincidiu com estiramento crustal e rifteamento com extração de líquidos a níveis mais rasos e cristalização fracionada dominada por olivina, piroxênio e cromita. Abundâncias modais e o aumento de SiO_2 e CaO com o decréscimo de MgO indicam ainda um papel importante de clinopiroxênio no controle da composição dos tipos de rocha petrologicamente mais evoluídas (Bizzi, 1994).

A pluma de Trindade é tentativamente correlacionada à Ilha de Trindade e ao Arquipélago Martin Vaz, que fazem

parte de uma série de vulcões subaéreos em formação há ca. 50 Ma na cadeia Trindade-Vitória (Halliday *et al.* 1992 e Siebel *et al.* 2000). Semelhanças geoquímicas e isotópicas entre Trindade e Martin Vaz (Siebel *et al.* 2000) e magmatismo tipo não-Dupal ocorrido ao longo do lineamento 125 AZ, incluindo as Províncias Kimberlíticas de Paranatinga-Batovi (Greenwood *et al.* 1999) e Juína (Araújo, 2002), as províncias ígneas de Poxoréu (Gibson *et al.* 1997) e da Serra do Mar (Thompson *et al.* 1998) e o Arquipélago de Abrolhos (Fodor *et al.* 1989), têm sido atribuídas à influência da pluma de Trindade.

Utilizando a concentração de elementos traços incompatíveis como parâmetro, os autores acima inferem diferentes taxas médias de fusão (5,5% para Poxoréu, 4,0% para Abrolhos e 1,3% para Trindade) e diferentes profundidades

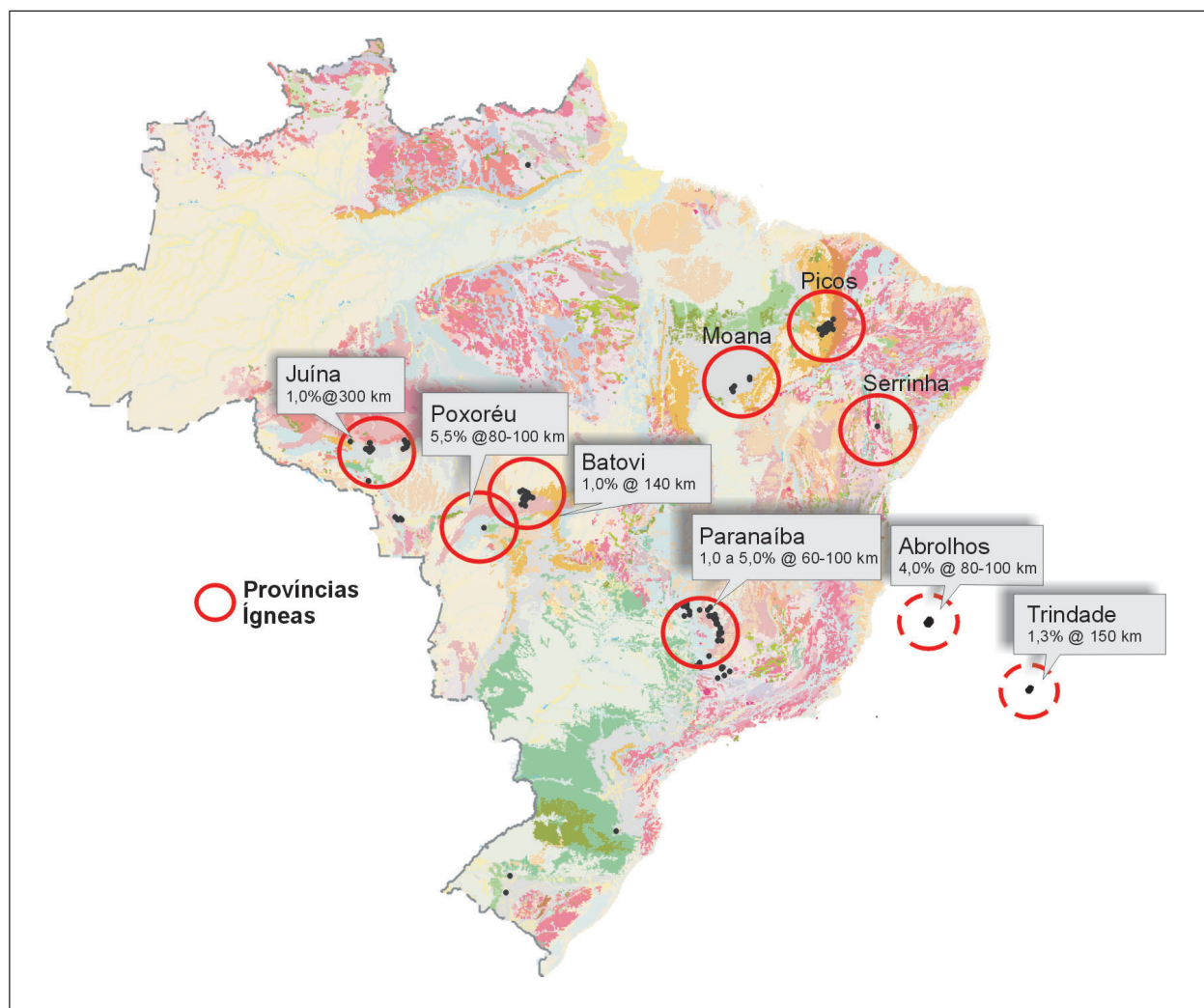


Figura VI.5 – Posição relativa das províncias Ígneas de Juína, Poxoréu, Batovi, Moana, Picos, Serrinha, Serra do Mar e Abrolhos tendo ao fundo o mapa de ambientes tectônicos, base do mapa Metalogenético. Junto às províncias, indicação do grau de fusão e profundidade mínima de geração dos magmas, de acordo com as referências indicadas no texto

Figure VI.5 – Relative positioning of the Juína, Poxoréu, Batovi, Moana, Picos, Serrinha, Serra do Mar and Abrolhos igneous Provinces with tectonic environments from the metallogenic map as background. Labels indicate the degree of melting and minimum depth of magma generation, according to references mentioned in the text

(enquanto em Trindade-Martin Vaz a geração teria ocorrido a 150 km de profundidade, a extração de magma em Poxoréu e Abrolhos teria ocorrido a níveis mais rasos, entre 80 e 100 km de profundidade). As diferentes taxas de fusão e as diferenças composicionais estariam relacionadas à passagem da pluma de Trindade sob segmentos heterogêneos da litosfera continental brasileira. Com a continuidade da migração da placa sul-americana para oeste, a pluma passou à litosfera oceânica jovem há *ca.* 30 Ma, criando a cadeia Vitória-Trindade. O vulcanismo no final desta cadeia ocorreria sob uma litosfera oceânica mais antiga (*ca.* 70 Ma) e mais espessa na região de Trindade-Martin Vaz, o que teria induzido baixo grau de fusão parcial (1,3%) e a produção de magmas mais saturados.

A influência da pluma de Trindade também é presumida para rochas derivadas a profundidades maiores sob o continente (Araújo, 2002). Os kimberlitos da Província Batovi-Paranatinga, com idades entre 121 e 127 Ma (Heaman *et al.* 1998), têm razões isotópicas Sr-Nd semelhantes às de ilhas oceânicas geradas a partir de uma fonte enriquecida em terras raras (Greenwood *et al.* 1999). A presença de kimberlitos mineralizados na Província de Batovi pressupõe geração de magmas a profundidades de pelo menos 140 km. Já a Província Ígnea de Poxoréu, a sudeste da Província de Batovi (Fig. VI.5),

é constituída por basaltos e traquiandesitos basálticos de idade Cretácea, da ordem de 94 Ma, gerados entre 80 e 100 km de profundidade (Gibson *et al.* 1997). A assinatura isotópica das rochas de Poxoréu também indica afinidade com basaltos de ilha oceânica, mas, diferentemente de Batovi, o vulcanismo de Poxoréu foi gerado a partir de porções não enriquecidas do manto (Fig. VI.5).

O magmatismo kimberlítico de Juína há 95 Ma teria ocorrido também sob influência da pluma Trindade (Hutchison, 1997). A ocorrência de diamantes profundos em Juína requer amostragem desde o manto inferior até a base da litosfera, e a ausência de evidências de reequilíbrio nas inclusões dos diamantes indica curto tempo de residência no manto superior. Com base em tais observações, Hutchison (1997) propõe que o magmatismo kimberlítico em Juína e o transporte de diamantes profundos tenham sido provocados por uma pluma fraca, de ascensão rápida, originada na zona de transição a 670 km de profundidade (Fig. VI.6). Segundo Marquart e Schmelting (2000), plumas deste tipo são bastante eficientes na incorporação de material do topo do manto inferior e da zona de transição, mas alcançariam a superfície com apenas 30% de sua temperatura inicial, o que explicaria a pequena expressão do magmatismo na região de Juína. Já Araújo (2002)

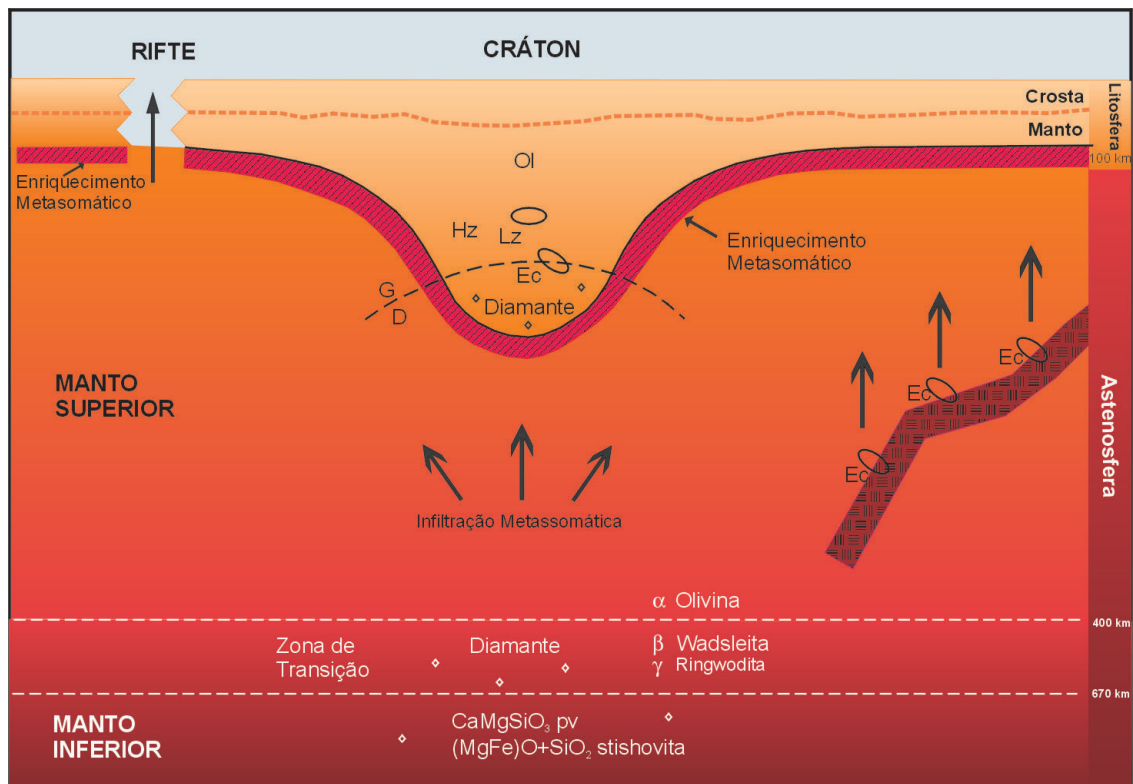


Figura VI.6 – Seção esquemática do manto modificada de Haggerty (1995). Mineralogia e tipos de rocha estabelecidos com base em xenólitos manto-derivados. Abreviações: Hz = Harzburgito, Lz = Lherzolito, Ec = Eclogite, G = Grafite, D = Diamante, Ol = Olivina

Figure VI.6 – Schematic cross section of the mantle modified from Haggerty (1995). Mineralogy and rock types established on the basis of mantle-derived xenoliths. Abbreviations: Hz = Harzburgite, Lz = Lherzolite, Ec = Eclogite, G = Graphite, D = Diamond, Ol = Olivine

considera outra hipótese para o magmatismo na região de Juína, com o envolvimento de pluma gerada no contato núcleo-manto. Apesar da possível relação entre o magmatismo em Juína e pluma originada na base do manto, a amostragem de material desta porção da Terra parece ser extremamente rara (Bird *et al.* 1999).

Gibson e co-autores basearam-se no traçado proposto por O'Connor e Duncan (1990) e em semelhanças geoquímicas (Bizzi *et al.* 1993) para inferir a influência da pluma de Trindade também sobre a Província Ígnea de Alto Paranaíba há 85 Ma (Gibson *et al.* 1995). Tal suposição foi contestada tanto por Bizzi *et al.* (1995), em função da caracterização de magmatismo tipo Dupal na Província, quanto por Van Decar *et al.* (1995), devido ao posicionamento geográfico e a relação do vulcanismo da cadeia Vitória-Trindade à falhas transformantes.

Já Toyoda *et al.* (1994) sugeriram a influência das duas plumas na região do Alto Paranaíba: uma com influência geoquímica e outra com influência termal. Os autores investigaram dois grupos de carbonatitos: o primeiro com Catalão, Tapira e Araxá (*ca.* 80 Ma) e o segundo com Jacupiranga e Anitápolis (*ca.* 130 Ma). Foi caracterizada a derivação dos dois grupos a partir de uma fonte mantélica tipo Dupal semelhante à pluma Tristão da Cunha (e distinta da pluma Trindade) e isótopos de oxigênio evidenciaram contaminação crustal que diferencia os carbonatitos do primeiro grupo (onde material mantélico teria sido contaminado por materiais da

crosta inferior) de Anitápolis (com leve contaminação por materiais da crosta superior) e de Jacupiranga (sem contaminação aparente alguma). Para os autores, a primeira geração dos carbonatitos de Jacupiranga e Anitápolis teria sido acompanhada de acumulação de material carbonatítico no limite litosfera-astenosfera. A acumulação teria sido remobilizada quando do segundo evento carbonatítico entre 80 e 70 Ma, este provocado pela passagem da pluma Trindade.

Evidências identificadas em xenólitos da Mata da Corda por Bizzi *et al.* (1993 e 1995) corroboram a acumulação magmática na crosta inferior proposta por Toyoda *et al.* (1994). O magmatismo no Alto Paranaíba é interpretado por estes autores e por Van Decar *et al.* (1995) como um estágio final do vulcanismo pluma-derivado da Província Paraná. Os dados sísmicos apresentadas por Van Decar *et al.* (1995), sugerindo uma pluma fóssil sob a região do Alto Paranaíba, associando o magmatismo naquela região e no norte da Província Paraná ao *hotspot* Tristão da Cunha, foram revistos recentemente. Além da anomalia relativa a Tristão da Cunha, Escalante (2002) identifica outra anomalia, mais ao norte, presumivelmente relativa à influência da pluma Trindade a noroeste da região do Alto Paranaíba (Fig. VI.7).

Em termos geoquímicos, quanto à reconciliação da ampla distribuição de assinaturas tipo Dupal no Alto Paranaíba e à possível superposição geográfica das duas plumas, é possível admitir-se que a influência geoquímica de Tristão da Cunha

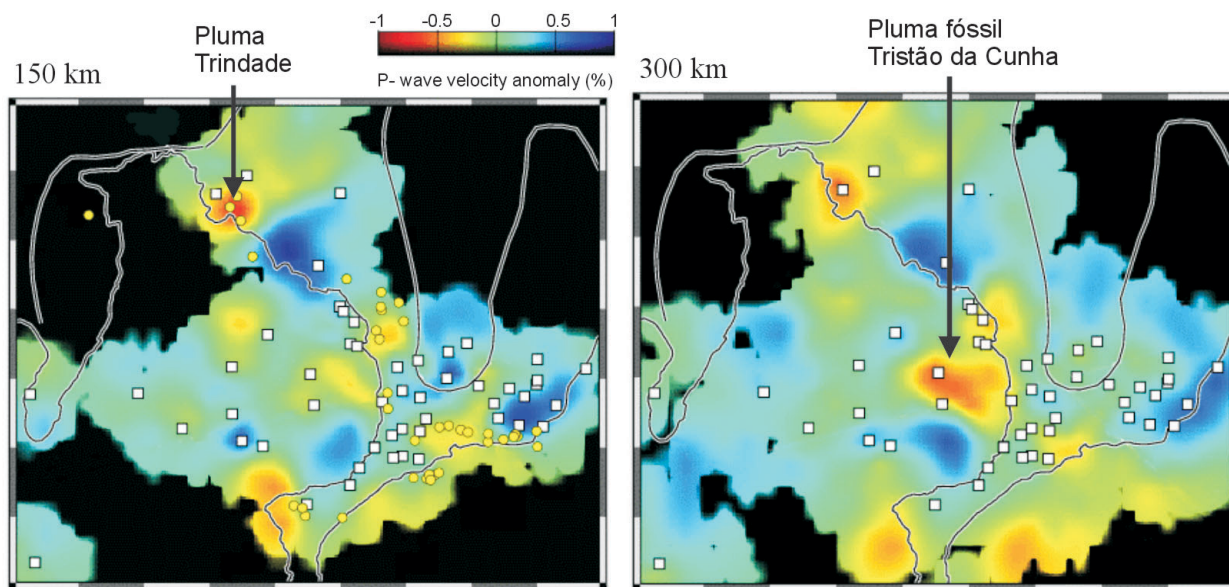


Figura VI.7 – Modelagem das características do manto oeste do cráton do São Francisco, com iso-superfícies calculadas a diferentes profundidades por inversão de dados sísmicos, indicando possíveis profundidades diferentes para as plumas fósseis de Trindade e Tristan da Cunha. Quadrados brancos indicam a posição das estações sísmicas, círculos amarelos indicam ocorrência de alcalinas (segundo Escalante, 2002)

Figure VI.7 – Modeling of mantle characteristics west of the São Francisco craton, with iso-surfaces calculated at different depth by inversion of seismic data, indicating the possibility that the fossil plumes of Trindade and Tristan da Cunha might be at different depths. White squares indicates position of seismic stations and yellow circles indicates alkalines (from Escalante, 2002)

foi herdada pelo vulcanismo que resultou da influência termal da pluma de Trindade como proposto por Toyoda *et al.* (1994). O processo envolveria primeiro a acumulação na porção inferior da litosfera sub-continental de fluidos metassomáticos e líquidos hospedeiros em plumas menores que tiveram suas trajetórias ascendentes interrompidas por perda de calor e voláteis. Posteriormente, tais materiais, que detêm um *solidus* mais baixo que o peridotito encaixante, seriam preferencialmente remobilizados pelo calor oriundo da pluma de Trindade. A assinatura tipo Dupal teria sido gerada pela mobilização de Pb e Rb nos fluidos metassomáticos, cuja remoção levaria à formação de componentes gasosos hidratados (ricos em Rb) e componentes residuais com altas razões U-Pb (Bizzi *et al.* 1995).

Subducção

À primeira vista, a atividade calcialcalina relacionada ao encurtamento crustal ao longo das margens sul e oeste da América do Sul contrasta marcadamente com a atividade vulcânica predominantemente anorogênica em território brasileiro. Um exame cuidadoso das características geoquímicas do vulcanismo manto-derivado em várias partes do País, entretanto, sugere que houve ampla distribuição de elementos relacionados aos processos de subducção.

Na Cordilheira Andina Setentrional, a subducção da placa de Nazca sob o Chile se deu inicialmente a um ângulo de 30°. Após atingir a profundidade de 120 Km, a placa passou a migrar sub-horizontalmente sob a litosfera sub-continental por uma distância de aproximadamente 800 km, a partir da zona de subducção, até retomar a descida em ângulos maiores (Smalley e Isacks, 1987). O equilíbrio térmico de material litosférico subductado estende-se por cerca de 3.000 a 4.000 km, por baixo da litosfera continental (Froidevaux e Nataf, 1981), impondo, portanto, uma ampla abrangência ao processo de subducção. Dados recentes de inversão sísmica (Schimmel *et al.* 2002) demonstram que existe uma anomalia térmica sob a Província do Paraná entre 700 a 1.300 km de profundidade, mergulhando para leste com um ângulo de aproximadamente 45°. Em uma interpretação preliminar, Schimmel *et al.* consideram a possibilidade de que esta anomalia sísmica corresponda a relictos da placa de Nazca subductada sob a plataforma brasileira, indicando, portanto, uma grande região de influência do processo de subducção.

Manifestações vulcânicas de processos de subducção relacionadas à tectônica acrescional ao longo da margem sul do Gondwana ocorreram tanto durante quanto após o rifteamento sul-atlantiano. Por exemplo, na Patagônia e na Terra do Fogo a atividade ígnea de retroarco no Jurássico (evento Tobifera) foi precursora direta da formação de crosta oceânica no Oceano Atlântico e se estendeu até o Quaternário

(Gust *et al.* 1985; Uliana *et al.* 1989). Ali, basaltos com assinaturas típicas de arco orogênico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7039; ϵ_{Nd} +4,0; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente 18,6; 15,6 e 38,5) deram lugar a composições típicas de basaltos de ilha oceânica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70316 a 0,70512; ϵ_{Nd} 0 a +5,5; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente 18,26 a 19,38; 15,53 a 15,68; e 38,3 a 39,23) ao longo da transição de arco de ilha para retroarco (Stern *et al.* 1990).

Na América do Sul, a transição de tais manifestações vulcânicas tipicamente “orogênicas” para basaltos continentais “anorogênicos”, dominantes em território brasileiro, é acompanhada por importantes hiatos composicionais e temporais que prejudicam o monitoramento das mudanças composicionais. Mais distais, e diferentes em termos de idade e duração do vulcanismo, as províncias magmáticas do Paraná e do Karoo consistiram de diques de diabásio, *sils* e platô de basalto tholeiítico, terminando a atividade com vulcanismo ácido a intermediário. A baixa diversidade em composição das duas províncias, quando comparadas à grande variação composicional das seqüências de arco e retroarco, é característica de atividade magmática ao longo de áreas cratônicas estáveis (Bristow e Saggerson, 1983).

É significativo, entretanto, que razões isotópicas e elementos traço na província do Paraná e na província do Karoo forneçam evidência para uma história complexa de heterogeneidades mantélicas em escala regional. Em ambos os continentes, uma fronteira geoquímica fundamental ocorre separando (i) áreas dominadas por basaltos enriquecidos em elementos traço incompatíveis ao norte de (ii) áreas dominadas por basaltos normais ao sul (Cox, 1967; Rhodes e Bornhorst, 1976; Erlank, 1984; Bellieni *et al.* 1984; Mantovani *et al.* 1985; Howkesworth *et al.* 1986; Piccirillo e Melfi, 1988; Erlank *et al.* 1988, 1989 e 1990). No noroeste da Namíbia, as vulcânicas do Etendeka, da mesma idade do vulcanismo Paraná e mais jovens que o vulcanismo Karoo, apresentam características geoquímicas igualmente contrastantes ao norte e ao sul da referida fronteira geoquímica. A conformação geoquímica observada nos dois continentes é contínua ao longo de milhares de quilômetros em reconstruções do Gondwana. Os elementos Ti e Zr foram sugeridos como discriminantes confiáveis entre os basaltos enriquecidos e os basaltos normais (Erlank, 1984; Biellieni *et al.* 1984). Dados isotópicos e elementos-traço propiciaram o reconhecimento de vários subtipos, alguns deles transicionais, em ambas as províncias. Por exemplo, Peate *et al.* (1990) reconheceram seis diferentes tipos magmáticos, enquanto Hawkesworth *et al.* (1992) argumentaram que o tipo dominante de magma evoluiu de baixo titânio para alto titânio, e então para titânio intermediário ao longo do tempo.

Diferenças fundamentais em termos de assinaturas isotópicas e abundância relativa de elementos incompatíveis (para conteúdos de MgO semelhantes) argumentam contra a

hipótese de derivação dos vários tipos de magma a partir de diferentes graus de fusão de um protólito homogêneo ou da derivação sucessiva dos grupos por cristalização fracionada. Os basaltos enriquecidos, ao norte, tipicamente contêm mais de 2,5% de TiO_2 , mais de 250 ppm de Zr e mais de 0,3% P_2O_5 (Mantovani *et al.* 1985). Esses basaltos são também caracterizados por razões Ti/Y maior que 410, Zr/Y maior que 6 e alto conteúdo de terras raras (La maior que 80 vezes condrito) sem anomalia apreciável de Eu. Já os basaltos normais, ao Sul, contêm mais de 2% de TiO_2 , mais de 250 ppm de Zr, menos de 0,3% de P_2O_5 e são caracterizados por razões Ti/Y menor que 400, Zr/Y menor que 6 com um perfil de terras raras levemente fracionado. Embora não sejam raras, anomalias negativas de Eu são geralmente ausentes também nos basaltos normais. Assinaturas isotópicas de Sr e Nd são variáveis, mas indicam diferenças entre os dois tipos de magma. Os basaltos enriquecidos geralmente têm uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial baixa (0,7048 a 0,7058) e baixos valores de ϵ_{Nd} (de -2,5 a -4,6), enquanto os basaltos normais tendem a ter razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais variáveis (em muitos casos co-variantes à abundância de elementos menores e traço) e ϵ_{Nd} levemente mais baixo (da ordem de -3,7 a -7,9).

A fronteira geoquímica entre basaltos enriquecidos e normais é contínua e corta regionalmente áreas cratônicas e cinturões orogênicos com diferentes espessuras litosféricas, composições e idades. Tal observação demonstra que as assinaturas geoquímicas não foram simplesmente herdadas de uma litosfera continental antiga, já que a fronteira geoquímica não reflete o arcabouço estrutural e não existia antes da formação do Gondwana. Relações espaciais e temporais entre as bacias tipo *foreland* e as províncias de derrames basálticos foram usadas por autores como Cox (1978) e outros para sugerir uma correlação genética entre derrames basálticos e processos de subducção. Também a zonação geoquímica dos basaltos continentais no sul do Gondwana, em particular a extensa zona de transição de basaltos normais para basaltos enriquecidos, pode ser explicada usando um modelo relacionado a processos de subducção (Erlank *et al.* 1988). Subseqüentemente, Hergt *et al.* (1989 e 1991) atribuíram assinaturas isotópicas e composições de elementos-traço dos basaltos normais à incorporação de sedimentos subductados no manto subcontinental.

A composição dos basaltos normais é diferente daquela de basaltos oceânicos em termos de elementos maiores e traço, o que tem sido atribuído à segregação de manto relativamente refratário (Hergt *et al.* 1991; Sweeney *et al.* 1991). Padrão sub-horizontal de terras raras, baixas razões Ti/Zr e composições de elementos maiores têm sido sugeridas por estes e outros autores como indicadores da ausência de granada residual na fonte dos magmas. As variações composicionais em termos de elementos maiores podem ser explicadas em termos de cristalização fracionada de olivina,

piroxênio, plagioclásio e óxidos de ferro subordinados a partir de magmas parentais tholeiíticos na crosta continental (Mantovani *et al.* 1985). Embora elementos maiores e traço pareçam estar ligados, graus diferentes de enriquecimento relativo são observados em rochas composicionalmente semelhantes em termos de elementos maiores, indicando, portanto, que zonas geoquimicamente distintas estavam envolvidas na geração dos magmas parentais. Correlação positiva entre ϵ_{Sr} e conteúdos de SiO_2 , Rb, Zr e Sr, casados com correlação negativa com CaO e MgO, foram racionalizados como evidência para contaminação crustal e processos de assimilação e cristalização fracionada operantes durante a estagnação e o fracionamento dos magmas na crosta (Mantovani *et al.* 1985; Cox, 1988). Hergt *et al.* (1989 e 1991), entretanto, consideraram mais provável que os tholeiitos tenham herdado suas feições "crustais" de uma fonte no manto superior que tenha incorporado sedimento subductado. Estes autores sugerem, alternativamente, um modelo no qual sedimentos subductados são acumulados na cunha mantélica, que subseqüentemente se torna parte do manto litosférico quando arcos de ilha são acrecionados ao continente.

Reconhece-se, portanto, a influência de processos de subducção na extrusão de seqüências continentais com ampla representatividade areal, não obstante as limitações na caracterização geoquímica de processos geológicos como variações no grau de fusão parcial, espessura crustal, assimilação de componentes subductados e heterogeneidade do protólito. A liberação de voláteis por desidratação de litosfera oceânica e materiais arco-derivados associados tem correlação com a estrutura termal da litosfera (*e.g.* Thompson, 1992), que por sua vez é função da idade do assoalho. Considera-se que água desidratada ao longo de zonas de subducção no sudoeste do Gondwana tenha migrado para a cunha mantélica sobrejacente sob condições de profundidade variável. Ao mesmo tempo, o influxo de pequenas quantidades de água na cunha mantélica de origem astenosférica e no manto litosférico subcontinental rebaixou a temperatura *solidus* e desencadeou fusão parcial em porções extensas do manto.

Delaminação

Processos de delaminação de parte do manto litosférico brasileiro são evidentes pela incorporação de material continental em *hotspots* no Atlântico Sul quando da separação entre a América do Sul e o continente africano.

O estudo de rochas intrusivas na margem sudoeste do Cráton São Francisco levou Bizzi *et al.* (1995) a sugerir que um manto litosférico homogêneo esteve envolvido na derivação de kimberlitos, mica-peridotitos, carbonatitos e kamafigitos em Minas Gerais. Evidências isotópicas levaram aqueles autores a sugerir que a mesma fonte mantélica esteve também

envolvida na derivação de basaltos enriquecidos no norte da Bacia do Paraná, distribuindo-se por uma área de aproximadamente 200 x 250 km. A geração contínua dos vários tipos de rocha a partir de uma única fonte mantélica homogênea entre 130 e 85 Ma, período em que o continente sul-americano migrou aproximadamente 90 Km para oeste, implica que tal fonte mantélica ou migrou junto com o continente ou estava presente em área muito ampla durante a dispersão do Gondwana. Os autores demonstraram, ainda, que as características isotópicas da referida fonte mantélica são compatíveis com geração a partir de enriquecimento do manto litosférico local quando da formação e evolução de seqüências crustais na Faixa Brasília durante o Proterozóico Superior.

A observação que algumas províncias manto-derivadas em outros ambientes peri-cratônicos do Proterozóico Superior detêm assinaturas isotópicas semelhantes levou Bizzi *et al.* (1995) a sugerir que as características isotópicas distintas das rochas manto-derivadas brasileiras sejam a manifestação isotópica de um processo geodinâmico de primeira ordem. O condicionamento geodinâmico seria a razão das semelhanças isotópicas entre os kimberlitos e carbonatitos brasileiros, marginais ao Cráton São Francisco; os kimberlitos transicionais na Região de Prieska, marginais ao Cráton Kaapvaal na África do Sul (Clark *et al.* 1991); os carbonatitos no leste Africano, marginais ao Cráton Tanzânia (Bell e Blenkinsop, 1987); e os lamproítos norte-americanos que também intrudem margens cratônicas sobre-espessadas reativadas no Proterozóico (Mitchel e Bergman, 1991).

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais baixas das rochas marginalmente cratônicas quando comparadas a rochas semelhantes em

ambiente cratônico (Fig. VI.8) podem ser tentativamente relacionadas a depleção *in situ* de Rb. A depleção teria ocorrido durante reequilíbrio e transformação no protólito de fases gabro-eclogito-granulito (acompanhada ou não de metassomatismo por influxo de CO_2 ; e.g. McKenzie, 1989) após o encurtamento tectônico das margens cratônicas ao final do Brasiliano. Tal processo pode ser conciliado com modelos de delaminação da litosfera continental (McKenzie e O'Nions, 1983) no caso em que suficientes transformações de fase e inversões de densidade tenham ocorrido para permitir o processo de delaminação nos locais submetidos a encurtamento tectônico e sobre-espessamento da ordem de 30% ou mais (Kay e Mahlburg Kay, 1991).

O fato de as rochas estudadas por Bizzi *et al.* (1995) terem características típicas de vulcanismo tipo Dupal e, conforme ilustrado na Fig. VI.8, guardarem semelhanças isotópicas a basaltos de alto-titânio na Bacia do Paraná e a basaltos tipo Dupal em ilhas oceânicas no Atlântico Sul (e.g. Walvis Ridge; Richardson *et al.* 1984), permite inferir que as três entidades tenham interagido com a fonte mantélica homogênea referida acima. A semelhança entre tais materiais é sugerida como sendo devida a processos pelos quais litosfera continental neoproterozóica foi delaminada e contaminou uma zona da astenosfera sob o Atlântico Sul que está agora em erupção como ilhas oceânicas e porções vizinhas da cadeia meso-atlântica nos termos propostos por McKenzie e Onions (1983), Hawkesworth *et al.* (1986) e Bizzi *et al.* (1995). De acordo com este modelo, os basaltos de Walvis Ridge são misturas de litosfera subcontinental delaminada e basaltos oceânicos normais.

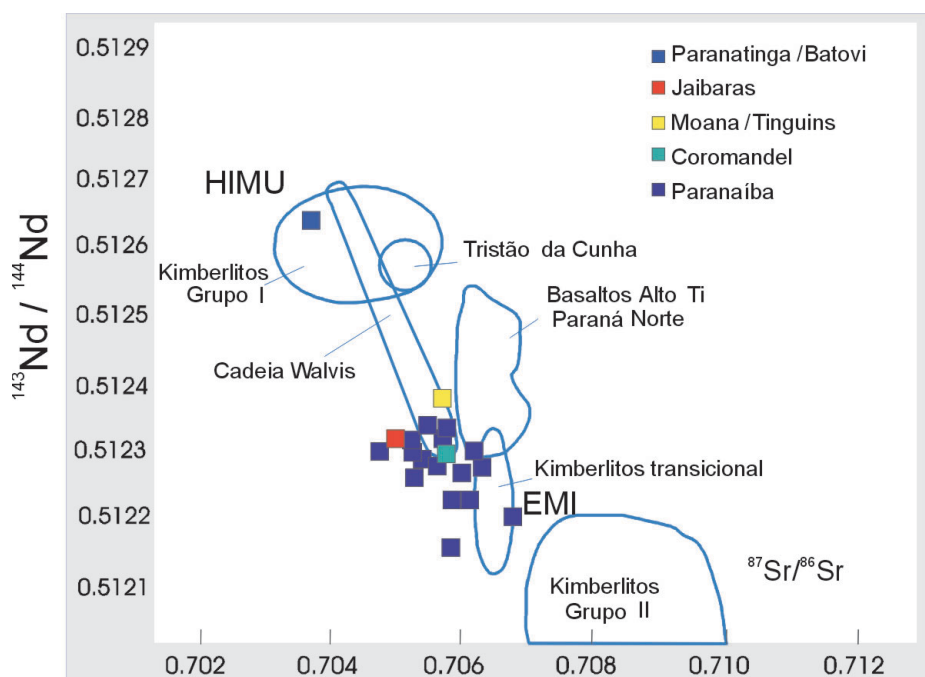


Figura VI.8 – Assinatura isotópica de Sr e Nd dos diferentes tipos de rocha e componentes mantélicos mencionados no texto. Kimberlitos Grupo I, Grupo II e Transicionais de Smith (1983) e Clark *et al.* (1991). Composição isotópica das rochas da cadeia de Walvis Ridge de Richardson *et al.* (1984) e Basaltos de alto Ti de Cordani *et al.* (1988)

Figure VI.8 – Sr and Nd isotopic signature of rock types and mantle components mentioned in the text. Group I, Group II and Transitional kimberlites after Smith (1983) and Clark *et al.* (1991). Walvis Ridge OIB after Richardson *et al.* (1984) and Paraná High-Ti Basalts after Cordani *et al.* (1988)

Correlação das Principais Feições Tectônicas da Plataforma Brasileira com Dados Geofísicos

A cobertura de gravimetria sobre a maioria dos continentes constitui excelente ferramenta para avaliação da estrutura litosférica em escala continental. No Brasil estes dados estão amplamente distribuídos por todo o território nacional. Embora esta distribuição não seja homogênea, ela é satisfatória para uma análise regional consistente de grandes estruturas e compartimentações tectônicas.

Entre as mais recentes compilações de dados em território brasileiro salienta-se aquela por Sá *et al.* (1993). Destaca-se também o trabalho de Ussami *et al.* (1993), onde são apresentados os mapas de anomalias gravimétricas e sua correlação com as maiores feições tectônicas do território brasileiro. Mais recentemente, uma análise de dados gravimétricos, topográficos e magnetométricos em escala continental é apresentada por Ebinger *et al.* (1998), incluindo todos os dados gravimétricos e magnetométricos compilados por Fairhead *et al.* (1997), cujos resultados são apresentados aqui. Vidotti (1997) apresenta análise conjunta de dados gravimétricos e topográficos para as bacias Paraná e Parnaíba, avaliando a influência de estrutura da litosfera no magmatismo mesozóico associado.

A cobertura de dados gravimétricos utilizados nesta análise é, em várias regiões, mais densa do que nos primeiros trabalhos citados, o que permite que nesta seção apresentemos uma análise qualitativa daquele mapa de anomalias gravimétricas do Brasil, estimativas de Espessura Elástica Efetiva (T_e) obtidas a partir da análise espectral conjunta de dados gravimétricos e topográficos e dos resultados de análise espectral de dados magnetométricos para estimativas de espessura crustal.

O mapa de anomalias gravimétricas Bouguer do Brasil (Fig. VI.9) apresenta algumas feições em escala continental que são mais proeminentes. Apresentamos aqui uma breve análise destas feições correlacionando-as à evolução das principais províncias geológico/estruturais da Plataforma Brasileira.

O mapa de anomalias magnéticas apresentado para subsidiar as discussões neste trabalho é resultado de uma compilação elaborada pela Divisão de Geofísica do Serviço Geológico do Brasil. Esta compilação é composta por *grids* quadrados de 1 km com continuação para cima de 1 km, gerados a partir dos levantamentos constantes da base de dados Aero da CPRM (www.cprm.gov.br), *i.e.* dados levantados pela própria CPRM, pelo DNPM, NUCLEBRAS, CNEN e PETROBRAS. (Fig. VI.10)

Mapa Gravimétrico Bouguer do Brasil

Conforme ilustrado na Fig. VI.9, o alto gravimétrico (>40 mGal) com direção aproximadamente E-W, na latitude de *ca.* 3°S corresponde à porção central da bacia sedimentar do Amazonas. Nunn e Aires (1988) sugerem que este alto gravimétrico reflete a intrusão de material mais denso na base da crosta inferior. A Bacia dos Parecis é marcada por alternância de anomalias regionais positivas e negativas, com direção NW, a partir da borda SE da bacia. Estas feições são paralelas aos altos estruturais e grábens representados no Mapa Tectônico do Brasil que acompanha este volume. Na porção leste desta bacia sedimentar, entre as longitudes 48°–50°W, observa-se um lineamento N-S representado por altos e baixos gravimétricos que pode ser correlacionado aos orógenos brasileiros das faixas Brasília e Araguaia.

O mapa de anomalias gravimétricas permite a divisão da Província Paraná em três porções: os baixos gravimétricos das porções leste e oeste separados por um alto gravimétrico relativo. Este alto gravimétrico relativo (cerca de -50 mGals) é aproximadamente coincidente com o baixo topográfico do Rio Paraná e coincidente também com o depocentro da bacia (*i.e.* a região de maior espessura sedimentar, de maior espessura crustal (*ca.* 46 km, Assumpção *et al.* 2002) e maior espessura dos basaltos. O baixo gravimétrico leste (*ca.* -50 mGal) tem direção nordeste, paralela ao Cinturão Ribeira (Mantovani *et al.* 1991). Na porção oeste da bacia, o baixo gravimétrico tem direção N-S. A assinatura gravimétrica da Província Parnaíba é representada por anomalias negativas, com a forma de um V cujo vértice está localizado, aproximadamente, a 46°W e 9°S. O baixo gravimétrico oeste tem direção N-S com amplitude de até -100 mGal, enquanto o braço leste deste baixo é orientado N-E com amplitude de até -80 mGal. Entre os dois baixos ocorre um alto gravimétrico relativo com cerca de -25 mGal. Os altos relativos na porção central destas duas bacias paleozóicas foram interpretados por Vidotti (1997) como núcleos cratônicos, enquanto os baixos gravimétricos foram correlacionados a riftes sobrepostos aos cinturões brasileiros que se estendem sob o pacote sedimentar destas bacias (Vidotti, 1997 e Vidotti *et al.* 1998). Em modelagem subsequente, com maior densidade de dados, Machado *et al.* (2001) também identifica depressões no embasamento da porção noroeste desta província, com espessura até 5 km maior que a camada sedimentar circundante na Bacia do Paraná.

O alto gravimétrico com amplitude superior a 30mGal no extremo sul do Brasil está correlacionado ao Cráton Rio de La Plata que se estende até o Uruguai. As bordas da Província Parnaíba são, de maneira geral, marcadas por altos gravimétricos.

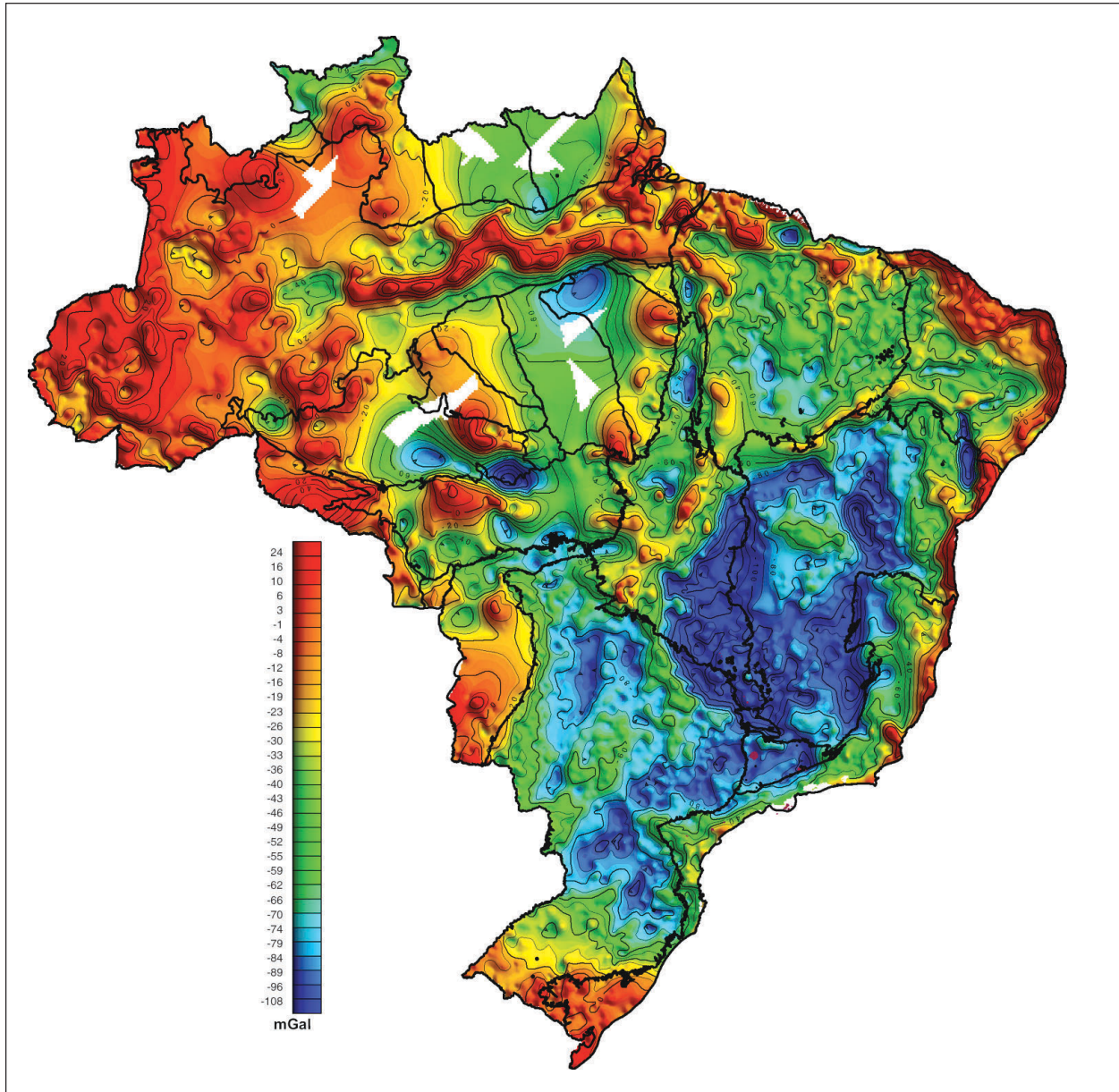


Figura VI.9 – Mapa de anomalias Bouguer do território brasileiro com base em um *grid* quadrado de ca. 5 km modificado após Ebinger *et al.* (1998) e integrado com o mapa das províncias geológicas e estruturais do Brasil

Figura VI.9 – *Bouguer gravity anomaly map of the Brazilian territory on a ca. 5 km square grid after Ebinger et al. (1998) and integrated to geological and structural provinces of Brazil*

A noroeste da Bacia do Paraná, o amplo baixo gravimétrico ($< -100\text{mGal}$) entre as latitudes 10° e 20°S coincide com a borda da Província São Francisco, que é circundada por cinturões retrabalhados durante o Brasiliano. Sugere-se que tais altos gravimétricos relativos estejam relacionados a fragmentos marginais do Cráton São Francisco que foram sobre-espessados tectonicamente. A nordeste esta feição é delimitada por um alto gravimétrico relativo com direção N–S que coincide com terrenos Arqueanos da Província São Francisco e que é separada

de uma anomalia gravimétrica negativa conspícua entre as latitudes 8° e 12°S , com direção N–S, que representa o sistema de riftes Tucano–Jatobá (Mohriak, este volume).

Na região da província Borborema observam-se lineamentos E–W coincidentes com a direção estrutural das unidades tectono-geológicas. A Bacia Araripe, localizada dentro desta província, é evidenciada por um baixo gravimétrico relativo. As bacias sedimentares marginais são, de maneira geral, representadas por altos gravimétricos.

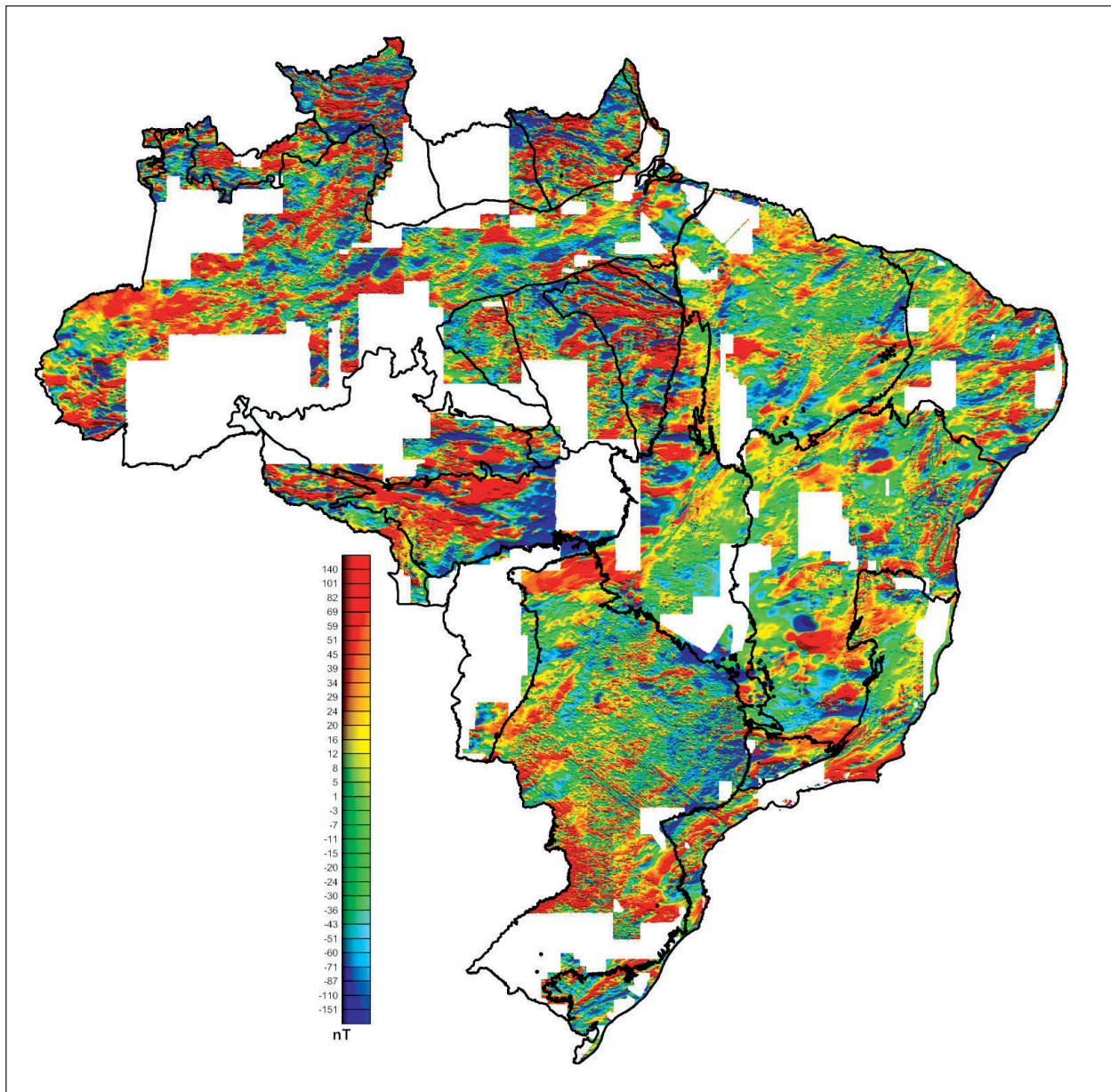


Figura VI.10 – Mapa de anomalias magnetométricas, campo total reduzido do IGRF (International Geomagnetic Reference Field). Composto por retículo quadrado de 1 km com continuação para cima de 1 km, gerado a partir dos levantamentos constantes da Base de dados Aero da CPRM (www.cprm.gov.br) e integrado com o mapa das províncias geológicas e estruturais do Brasil

Figure VI.10 – Magnetic anomaly map, total field reduced of IGRF (International Geomagnetic Reference Field). 1 km square grid, upward continued to 1 km, generated from Aero data base of CPRM–Brazilian Geological Survey (www.cprm.gov.br) and integrated to geological and structural provinces of Brazil

Estrutura Litosférica com Base em Estimativas de Espessura Elástica Efetiva (T_e)

Anomalias gravimétricas fornecem importantes informações sobre o comportamento mecânico da litosfera continental. O mecanismo de compensação isostática ocorre nas regiões onde existem grandes contrastes de densidade, como na superfície

da terra e na interface crosta/manto. Tal compensação está representada na correlação entre anomalias Bouguer, a topografia observada na superfície terrestre e a interface crosta/manto.

Uma das técnicas mais utilizadas para estimar a rigidez flexural (D) ou, equivalentemente, espessura elástica efetiva (T_e) da litosfera é a comparação da curva de coerência observada entre as anomalias Bouguer e topográficas com a

coerência teórica de uma placa elástica fina com cargas superficiais e na base da crosta. Esta técnica está detalhadamente descrita em diversos artigos e teses (e.g. Forsyth, 1985; Ebinger *et al.* 1989; Vidotti, 1997). A partir desta técnica pode-se estimar T_e sistematicamente para uma região que apresente cobertura regular de dados, e deste modo gerar um mapa de espessura elástica efetiva para interpretação integrada com os outros dados geológicos e geofísicos. Ebinger *et al.* (1998) realizaram um trabalho sistemático de estimativa de T_e para toda a América do Sul, utilizando o *grid* de anomalias gravimétricas de aproximadamente 5 x 5 km (Green e Fairhead, 1991). A partir dos resultados deste trabalho extraímos os valores para a plataforma brasileira com 59 estimativas de T_e . Os parâmetros utilizados na inversão de T_e são: $1 \times 10^{11} \text{ Nm}^{-2}$ para Módulo de Young; e 0,25 para coeficiente de Poisson.

A Espessura Elástica Efetiva (T_e) da placa oceânica é função de sua estrutura termal, *i.e.*, corresponde à base da placa elástica que segue a geoterma de 450–600°C e define a base da porção mecânica da litosfera oceânica (e.g. Watts *et al.* 1980). Para a complexa litosfera continental, Burov e Diament (1995) sugerem que a T_e é controlada pela estrutura termal da placa, pela composição crustal e, secundariamente, pela taxa de deformação e curvatura da placa. Desta forma, variações laterais de T_e fornecem uma base coerente de comparação sobre o estado tectono-termal de regiões continentais, gerando informações sobre localização e profundidade de descontinuidades termais e estruturais dentro da litosfera.

O mapa de T_e do território brasileiro apresenta valores que variam de 12 (na borda oeste da bacia do Paraná) a até 110 na região Amazônica (Fig. VI.11). De maneira geral, observamos que as principais províncias kimberlíticas e alcalinas conhecidas ocorrem em regiões onde a espessura elástica encontra-se entre 30 e 70 km. Infere-se, portanto, que estas ocorrências de magmas alcalinos primitivos se dão ou em regiões mais frias ou na borda destas regiões onde haja maior permeabilidade crustal.

As estimativas de T_e obtidas para as províncias Paraná e Parnaíba são mais baixas do que o esperado. Devido a suas idades, esperava-se que estes valores fossem mais altos, compatíveis com uma litosfera mais rígida e fria e pouco afetada pela reativação termal que teve lugar durante o desenvolvimento destas bacias do paleozóico–mesozóico. O padrão de distribuição de T_e internamente à Província Paraná também é inusitado, já que valores de T_e mais altos foram observados na região central da bacia e valores mais baixos ocorrem ao longo das porções oeste e leste da bacia. O valor de T_e mais baixo na porção leste da bacia pode ser explicado pelo estiramento da crosta continental ao longo da margem cretácea e pela espessa (>5 km) carga sedimentar pós-rifte ali presente (Chang *et al.* 1992).

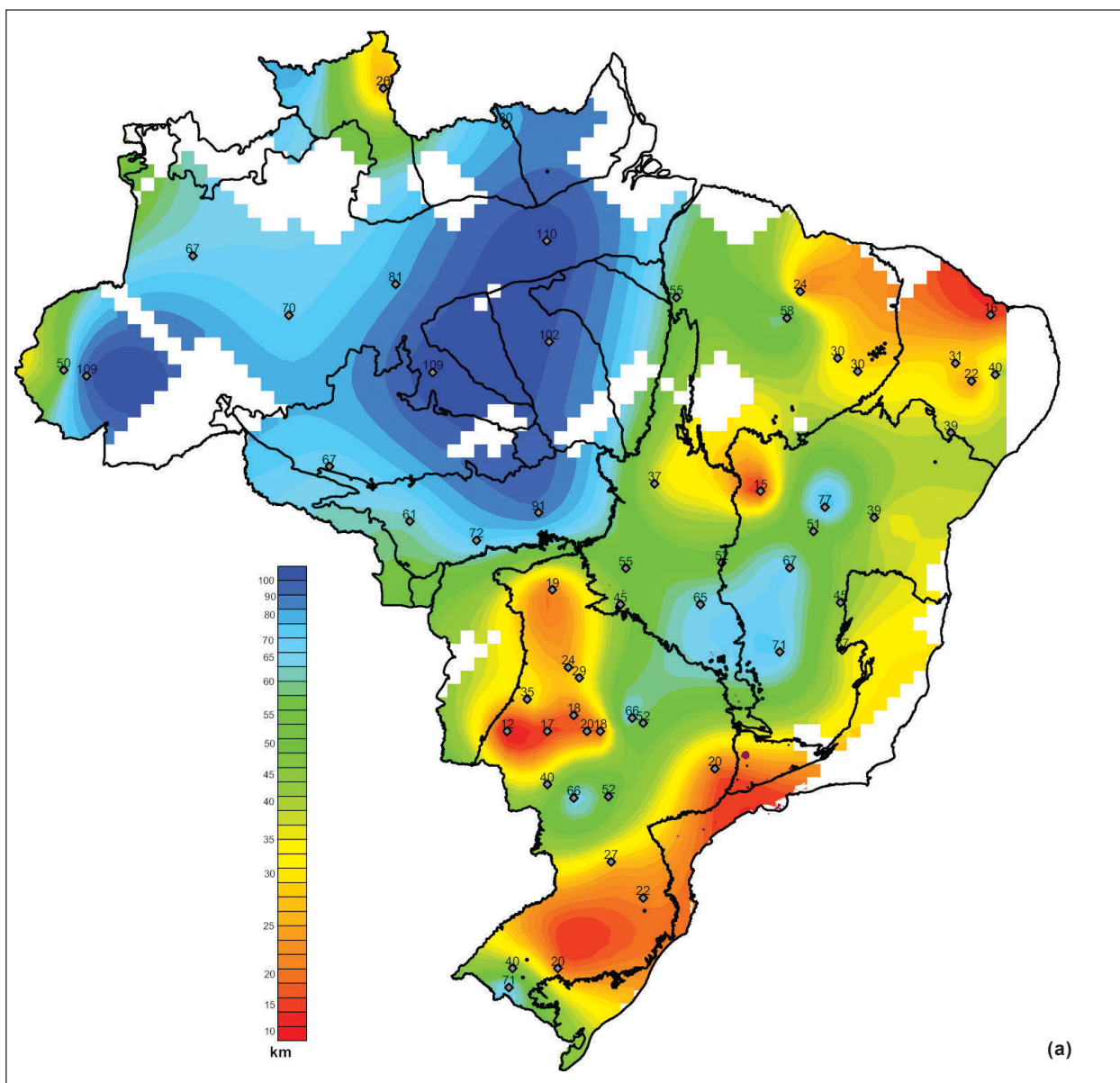
Karner (1991) sugere que a taxa de crescimento da rigidez flexural da litosfera com o tempo, depois do rifteamento, seja inversamente proporcional à carga sedimentar, *i.e.*, quanto maior o peso dos sedimentos depositados menor será o valor de T_e observado passado um período de tempo após a extensão. Em estudos mais recentes, os modelos desenvolvidos consideram uma quantidade maior de fatores que influenciariam a rigidez flexural, entre eles reologia, taxa de erosão/sedimentação, espessura crustal, gradiente geotermal, taxa de estresse e curvatura da placa. Burov e Cloetingh (1997) e Lavier e Steckler (1997) sugerem que a litosfera subjacente às bacias sedimentares que estão sendo preenchidas com sedimentos produzidos por erosão de seus flancos soerguidos e falhados é enfraquecida devido aos efeitos associados com o estresse flexural e preservação do fluxo térmico pelo pacote sedimentar. O modelo proposto por Burov e Cloetingh (1997) é uma sofisticação do clássico modelo de Mackenzie (1978) de aquecimento puramente condutivo. Os efeitos de resfriamento podem ser compensados pelo efeito oposto de isolamento térmico e enfraquecimento, de tal forma que a rigidez flexural da placa será preservada com tempo. Lavier e Steckler (1997) aplicaram seu modelo para bacias de antepaís e cadeias de montanhas, mas sugerem que pode ser aplicado a outros tipos de bacias e margem continental, especialmente aquelas que têm cobertura sedimentar com espessura maior do que 3–5 km.

Nas províncias do Paraná e Parnaíba os baixos gravimétricos relativos estão relacionados a uma litosfera mecanicamente mais fraca, *i.e.*, com valores de T_e mais baixos. Na região da Província São Francisco, representada por um amplo baixo gravimétrico, as estimativas de T_e são mais altas e a ocorrência de magmatismo se dá predominantemente na borda de uma região mais rígida (T_e mais alto). Embora no mapa aqui apresentado (Fig. VI.11) as estimativas de T_e para a região da Província São Francisco e porção central da Província do Paraná estejam ligadas, sugere-se que elas possam representar duas regiões isoladas. Neste caso, as alcalinas insaturadas e kimberlitos desta região estariam intrudidas na região de transição entre uma litosfera mais rígida e outra mais fraca.

Apresentamos também uma compilação de estimativas de T_e em diferentes regiões da Plataforma Brasileira, montes submarinos e bacias sedimentares da margem continental brasileira, sumarizadas na Tab. VI.1. Ressaltamos que no trabalho de Ussami *et al.* (1993) foi realizada uma única estimativa para toda a região do território. Seu resultado, portanto, representa apenas um intervalo de espessura elástica da litosfera, sem distribuição de valores. Os outros trabalhos não são integrados aos mapas aqui apresentados em razão da diferença em metodologias utilizadas.

Tabela VI.1 Compilação de estimativas de T_e da litosfera da plataforma brasileira
 Table VI.1 Previous estimates of T_e for lithosphere of Brazilian platform

| Região | T_e (km) | Método | Referência |
|--------------------------------|------------|------------------|-----------------------|
| Bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá | 5 | Modelagem direta | Magnavita et al. 1994 |
| Bacia do Amazonas | 15-20 | Modelagem direta | Nunn e Aires, 1988 |
| Bacia Tucano | 30 | Modelagem direta | Karner et al. 1992 |
| Bacia Pará-Maranhão | 5 | Admitância | Bender, 1987 |
| Montes Submarinos da Bahia | 10 | Admitância | Vidotti, 1992 |
| Cráton Rio de La Plata | 95±20 | Coerência | Mantovani et al. 1995 |
| Brasil | 20 a 150 | Coerência | Ussami et al. 1993 |



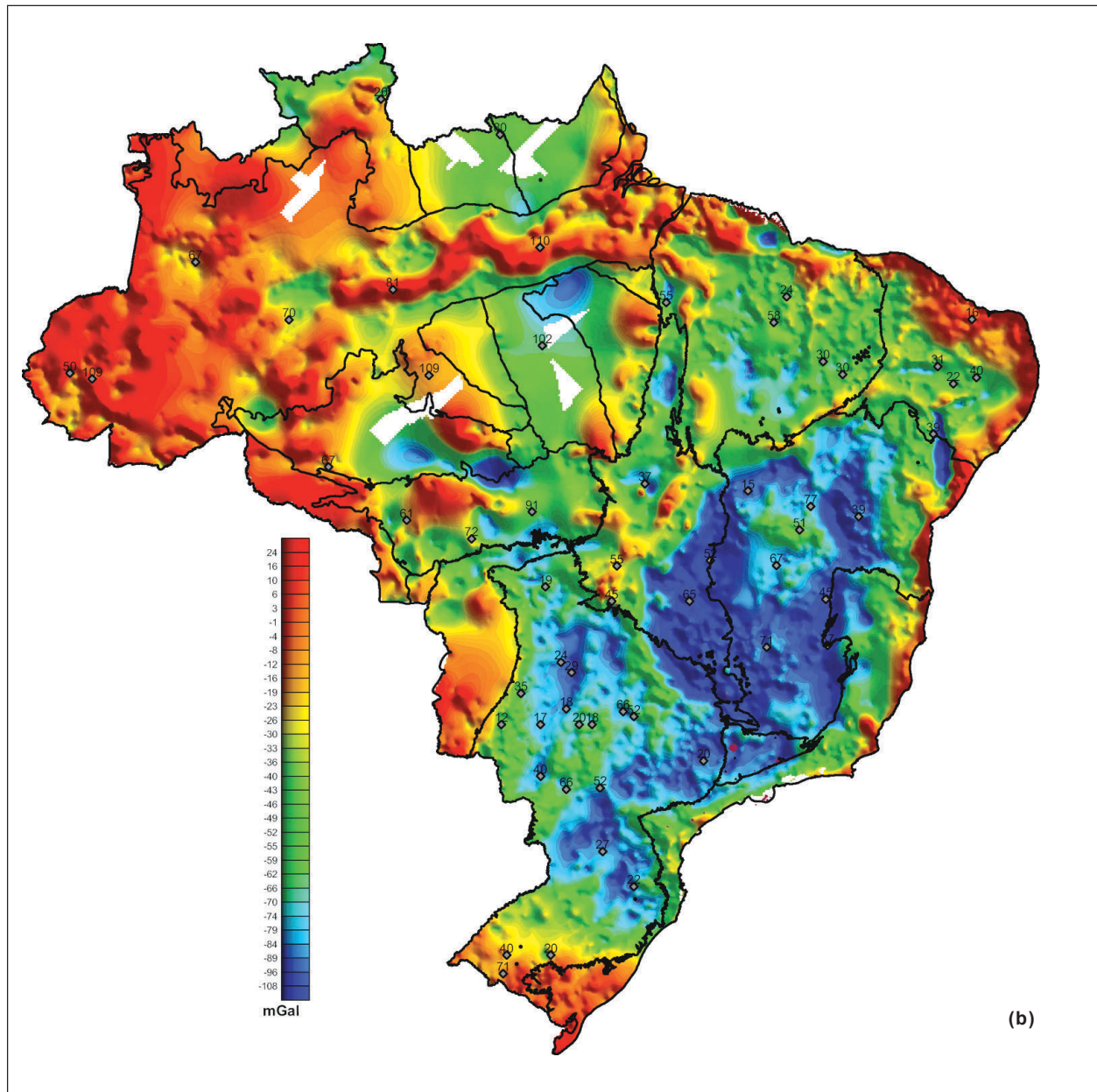


Figura VI.11 – Mapa com a distribuição e as estimativas de espessura elástica efetiva (T_e) em km, para a litosfera brasileira e as províncias geológicas e estruturais do Brasil. (a) Ao fundo isovalores de T_e com retículo de aproximadamente 50 km onde vermelho indica litosfera mecânica mais fraca e azul indica litosfera mecânica mais forte. (b) Ao fundo anomalias Bouguer da Fig. VI.9

Figure VI.11 – Map of effective elastic thickness (T_e) distribution and estimates, in km, of Brazilian lithosphere integrated to geological and structural provinces of Brazil. (a) Background isovalues of T_e gridded at, approximately, 50 km. Red indicates weaker mechanical lithosphere and blue stronger mechanical lithosphere. (b) Background Bouguer gravity anomalies of Fig. VI.9

Seções Esquemáticas da Plataforma Sul-Americana

As estimativas de T_e , as profundidades de fontes magnéticas, os dados geológico/geotectônicos, as espessuras crustais e as anomalias Bouguer foram compilados ao longo de três seções representativas acompanhando perfis topográficos. As seções foram traçadas ao longo das latitudes 5°S (Fig. VI.12) e 20°S (Fig. VI.13), e paralelamente ao meridiano 57,5°W (Fig. VI.14).

É importante ressaltar que T_e é puramente uma representação de anisotropias da placa elástica e usualmente não representa um limite geológico (e.g. McKenzie e Fairhead, 1997). Em muitos casos T_e imita o comportamento da isoterma

1.300°C que define a base da litosfera, fornecendo subsídios para comparação com outros dados, e.g. tomografia sísmica e xenólitos.

As profundidades de fontes magnéticas nas seções geológicas aqui apresentadas foram reproduzidas do trabalho de Ebinger *et al.* (1998). Naquele trabalho os autores utilizaram técnicas de análise espectral para estimar as profundidades utilizando o método de Spector e Grant (1970). Os dados magnéticos utilizados resultam da integração de dados de levantamentos aeromagnéticos (Green e Fairhead, 1991) com dados de satélite para reconstituição dos grandes comprimentos de onda (Whaler *et al.* 1995). Outros dados de espessura crustal obtidos na literatura foram incluídos com sua respectiva referência.

Seção geológica/geotectônica ao longo da latitude 5°S

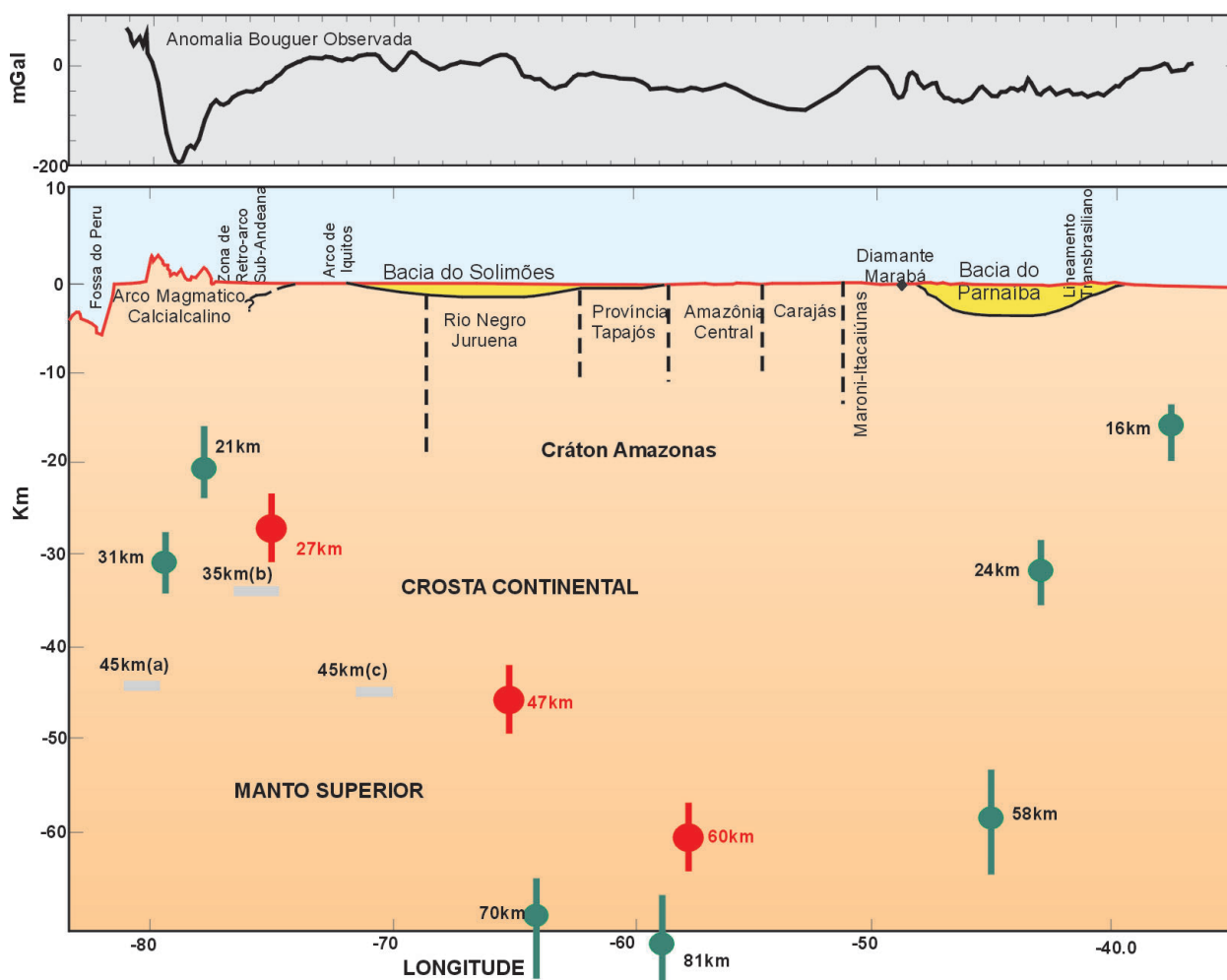


Figura VI.12 – Seção geológica/geotectônica ao longo da latitude 5°S com topografia e anomalia Bouguer correspondente. As linhas cinzas indicam espessura crustal estimada por sísmica, sendo (a) e (b) de Fukao *et al.* (1989); e (c) Matos *et al.* (1992). Círculos verdes indicam estimativas de T_e e círculos vermelhos indicam estimativas de fontes magnéticas (modificado de Ebinger *et al.* 1998)

Figure VI.12 – Geological/geotectonic transect along 5°S with topography and the correspondent Bouguer gravity anomaly. Thick grey lines indicate seismic-derived crustal thickness estimates from (a) and (b) Fukao *et al.* (1989); and (c) Matos *et al.* (1992). Green circles indicate T_e estimates and red circles indicate magnetic sources (mod. from Ebinger *et al.* 1998)

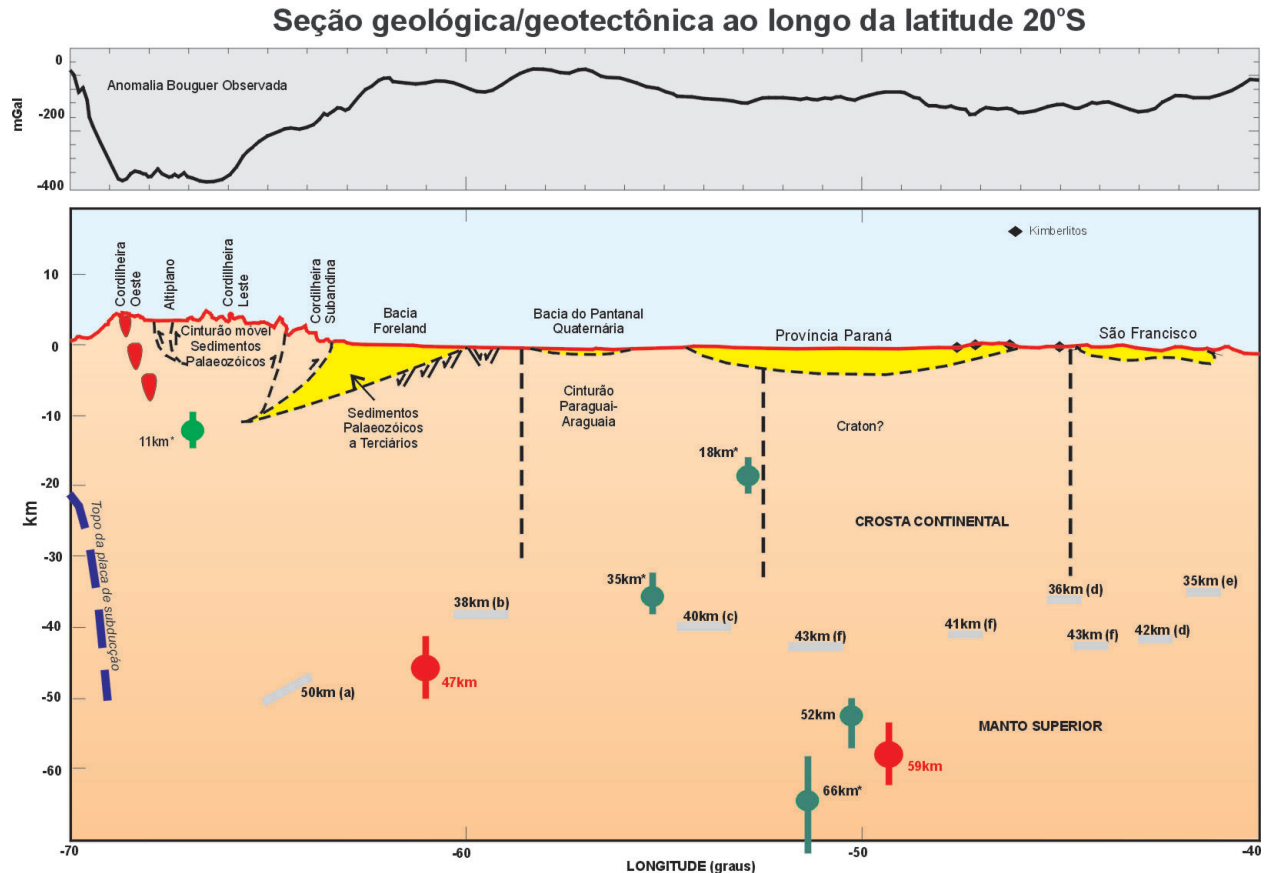


Figura VI.13 – Seção geológica/geotectônica ao longo da latitude 20°S com topografia baseada em modelo digital do terreno de 3 minutos de grau, e a anomalia gravimétrica Bouguer correspondente. As linhas cinzas indicam espessura crustal estimada por dados sísmicos, sendo (a) e (b) de Beck *et al.* (1996); (c) de Mantovani *et al.* (1991); (d) de Ussami *et al.* (1993), Chang *et al.* (1992); e (f) de Assumpção *et al.*, 2002. Círculos verdes indicam estimativas de T_e e círculos vermelhos indicam estimativas de fontes magnéticas (modificado de Ebinger *et al.* 1998)

Figure VI.13 – Geological/geotectonic transect along 20°S with topography based on digital terrain model, gridded at 3 minutes of a degree, and the correspondent Bouguer gravity anomaly. Thick grey lines indicate seismic-derived crustal thickness estimates from (a) and (b) Beck *et al.* (1996); (c) Mantovani *et al.* (1991); (d) Ussami *et al.* (1993); Chang *et al.* (1992); (f) Assumpção *et al.*, 2002. Green circles indicate T_e estimates and red circles indicate magnetic sources (mod. from Ebinger *et al.* 1998)

Interpretação dos Dados de Geofísica Integrados à Geologia

Os resultados da compilação de dados gravimétricos são aqui interpretados em termos de idade termal. Considerando dois picos principais de estimativas de T_e (ca. 20 e ca. 50 km) e usando o modelo de Burov (Burov e Diament, 1995), dois picos termais são considerados para a região da Província Paraná: o primeiro há aproximadamente 200 Ma e o segundo há ca. 400 Ma. O evento mais antigo, ca. 400 Ma, corresponde à idade da seqüência mais antiga da Bacia Paraná e o evento mais recente, <200 Ma, estaria correlacionado aos primórdios da abertura do Atlântico Sul e ao vulcanismo que se instalou na bacia.

Observa-se um decréscimo significativo nas estimativas de T_e nas bacias Paraná e Parnaíba: de aproximadamente 50 km

em regiões mais amplas representando a subsidência termal posterior ao evento magmático principal, passando para menos de 30 km nas áreas dos baixos gravimétricos. Esta dicotomia sugere que estes cinturões sejam feições tectônicas discretas dentro das bacias. Os altos valores de fluxo térmico observados na porção oeste da Bacia do Paraná (Hamza, 1997) sugerem enfraquecimento termal durante e subsequente ao vulcanismo Serra Geral o que pode ter contribuído para o decréscimo nos valores de T_e . VanDecar *et al.* (1995) interpreta uma coluna de baixa velocidade subjacente à porção nordeste da Bacia do Paraná, com base em modelos de tomografia sísmica, como representando a cauda de uma pluma remanente.

Os baixos valores de T_e ao longo da porção oeste da Bacia do Paraná e a persistência de tais valores até o presente sugerem que após a extensão não houve recuperação da resistência mecânica. As regiões de baixo T_e estariam

Seção geológica/geotectônica ao longo da longitude 57,5°W

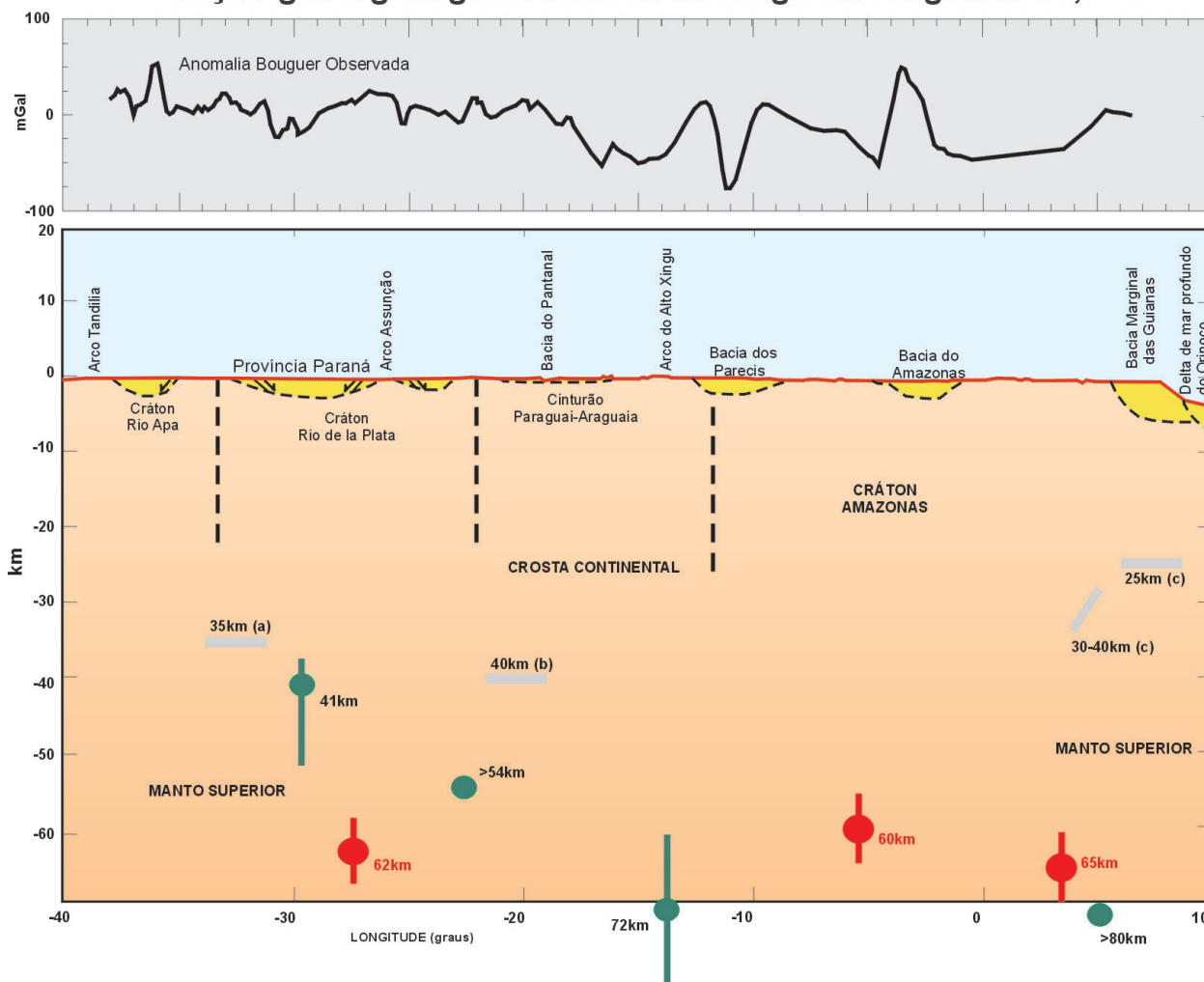


Figura VI.14 – Seção geológica/geotectônica ao longo da longitude 57,5°W, com topografia baseada em modelo digital do terreno de 3 minutos de grau e a anomalia Bouguer correspondente. As linhas cinzas indicam espessura crustal estimada por dados sísmicos com o número seguido da referência (a) e (b) Mantovani *et al.* (1991); (c) Case *et al.* (1994). Círculos verdes indicam estimativas de T_e e círculos vermelhos indicam estimativas de fontes magnéticas (modificado de Ebinger *et al.* 1998)

Figure VI.14 – Geological/geotectonic transect along 57,5°W with topography based on digital terrain model, gridded at 3 minutes of a degree, and the correspondent Bouguer gravity anomaly. Thick grey lines indicate seismic-derived crustal thickness estimates from (a) and (b) Mantovani *et al.* (1991); (c) Case *et al.* (1994). Green circles indicate T_e estimates and red circles indicate magnetic sources (mod. from Ebinger *et al.* 1998)

relacionadas ao primeiro episódio extensional que afetou a bacia, aos ca. 440 Ma, constituindo tais regiões a área preferencial para novas reativações em rifteamentos posteriores e ao aquecimento devido à pluma.

Em resumo, as variações de espessura elástica efetiva podem ser atribuídas a fatores como (i) a idade termal da litosfera; (ii) episódios extensionais; e (iii) variações composicionais dentro da litosfera. As variações de T_e nas Bacias do Paraná e Parnaíba são muito similares e refletem fatores relacionados à abertura do Oceano Atlântico e variações composicionais da crosta. Ambas as bacias apresentam valores de T_e mais altos em suas porções centrais e estimativas de T_e

mais baixas na periferia. Este padrão sugere que a litosfera subjacente à porção central destas bacias seja mais rígida e fria do que as porções marginais da Província do Paraná e a porção leste da Província Parnaíba. As Províncias do Paraná e do Parnaíba são circundadas por cinturões móveis do ciclo brasileiro e os padrões de T_e observados sugerem a continuidade destes cinturões sob as coberturas sedimentares e vulcânicas, assim como também foi proposto por Quintas (1995), Vidotti (1997) e Milani e Ramos (1998).

Considerando-se os eventos tectono-termiais relacionados à Província Paraná e o vulcanismo associado à Província Parnaíba durante o mesozóico, as estimativas de T_e nestas

regiões podem ser comparadas a valores obtidos para bacias mesozóicas da África e Austrália. As estimativas de T_e para bacias rifte mesozóicas variam de 16 km em partes da zona de Benue na África (Poudjom Djomani *et al.* 1995) a 76 km na bacia Eromanga na Austrália (Zuber *et al.* 1989).

Considerações Finais

Dados geoquímicos e isotópicos argumentam convincentemente para domínios mantélicos heterogêneos no Brasil em escala de 20 a 100 Km ou menos, mas relativamente homogêneos em escalas maiores (>1000 km). Tal provincialidade tem sido observada também em outros continentes e sugerida tanto como representante de variações composicionais em níveis relativamente rasos do manto sub-continental (*e.g.* Hawkesworth *et al.* 1988) quanto como resultado da interação da litosfera com estruturas de plumas mantélicas (Erlank *et al.* 1989; Ellan e Cox, 1991). Tendo-se em vista que algumas das heterogeneidades em território brasileiro estiveram presentes por longos períodos de tempo, a evolução e a distribuição de tais domínios mantélicos oferecem limitantes à modelagem de dinâmica mantélica local, tanto antes quanto durante a abertura do Atlântico.

As evidências e referências bibliográficas apresentadas no texto indicam não só que plumas mantélicas foram um importante fator na formação de anisotropias de escala regional, como também que plumas de diferentes composições estiveram envolvidas. Abstrai-se ainda do texto a argumentação de que plumas com diferentes composições (*i.e.* Dupal e não Dupal) tenham sido geradas a diferentes profundidades. De um lado, assinaturas geoquímicas tipo Dupal parecem estar associadas a plumas mantélicas originadas na base do manto inferior que têm sido relacionadas a grandes derrames basálticos e seus condutos a *hotspots*. Griffiths e Campbell (1990), por exemplo, estimam dimensões da ordem de 1.200 a 2.000 km após o espalhamento de tais plumas sob a base da litosfera. Por outro lado, assinaturas não Dupal estariam ligadas a plumas associadas à zona de transição, que sejam originadas no limite entre camadas termais naquela região ou geradas pelo efeito termal de plumas ascendentes da base do manto, consideradas mais fracas, de menor magnitude, e incapazes de produzir grande volume de magmatismo.

No Brasil a maior parte do magmatismo alcalino foi contemporâneo com mudanças de direção de movimento das placas litosféricas, as quais provocaram a reativação de zonas de cisalhamento litosférico e rifteamento intra-placa. No contexto da tectônica de placas, sugere-se que a reativação dos campos de estresse e do sistema de falhas controlou a ocorrência de magmatismo intra-placa. O relaxamento do

estresse é correlacionado à geometria das faixas do Brasiliano que, por sua vez, é claramente representado nos dados regionais de geofísica.

Dados de gravimetria, topografia e magnetometria fornecem uma base consistente para análise continental de variações de estruturas litosféricas. O mapa de espessura elástica efetiva (T_e) reflete a estrutura termal da litosfera da Plataforma Brasileira. Os valores mais altos de T_e identificados nas áreas centrais das províncias do Paraná e Parnaíba são interpretados como fragmentos cratônicos sob o preenchimento das bacias. Os valores de T_e mais baixos que circundam estas áreas são interpretados como extensões das faixas Brasilianas sob as camadas sedimentares e vulcânicas, demonstrando que a evolução tectono-termal das bacias paleo-mesozóicas brasileiras foi fortemente controlada pela estruturação preexistente do embasamento. Anisotropias representadas nos dados geofísicos regionais condicionaram rifteamento e magmatismo no processo de fissão continental. As estimativas de rigidez flexural da litosfera apontam para aquecimento e enfraquecimento da litosfera mecânica durante o Cretáceo, fazendo que o magmatismo Serra Geral fosse fruto de material de uma pluma remanescente que se instalou na base da litosfera devido a variações de sua espessura. As alcalinas insaturadas e kimberlitos que se instalaram nas bordas das províncias estruturais seguem uma região de transição entre uma litosfera mais rígida e outra mais fraca, ou mais permeável, caracterizada também por se tratar de uma região de dissipação de estresse.

Referências Bibliográficas

- Araújo, D.P. 2002. *Mineralogia dos Diamantes da Província Kimberlítica de Juína, MT*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado.
- Asmus, H.E. 1981. Geologia das Bacias Marginais Atlânticas Mesos sedimentares del Jurasico y Cretácico de America del Sur. *Comite Sud Americano del Jurasico y Cretácico*, 1:127-155.
- Assumpção, M., James, D., Snoke, A. 2002. Crustal Thickness in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *J. Geophys. Res.*, 107:10.1029/2001JB000422.
- Austin, J.A., Uchupi, E. 1982. *Continental-oceanic crustal transition off southwest Africa*. American Association of Petroleum Geologists, 1328-1347. (Bulletin 66)
- Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G., Drake, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central andes. *Geology*, 24(5):407-410.
- Bell, K., Blenkinsop J. 1987. Archean depleted mantle evidence from Nd and Sr initial isotopic ratios of carbonatites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51:291-298.
- Bellieni, G., Piccirillo, E., Cavazzini, G., Petrini, R., Comin-Chiaramonti, P., Nardy, A.J.R., Civetta, L., Melfi, A.J., Zantedeschi, P. 1990. Low- and High-TiO₂ Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão

- basin (NE-Brasil): K/Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low-and high-TiO₂ flood basalts of the Paraná basin (SE-Brazil). *Neues Jahrb. Miner.* **162**(1):1-33.
- Bellieni., G., Comn-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Piccirillo, E.M., Roisemberg, A. 1984. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrb. Miner.*, **150**:273.
- Bender, A.A. 1987. *O comportamento termomecânico do terciário da bacia do Pará–Maranhão*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 154 p.
- Bird, J.M., Meibom, A., Frei, R., Nägler, Th. F. 1999. Osmium and lead isotopes of rare Os-Ir-Ru minerals: derivation from the core-mantle boundary region? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **170**(1/2):83-92.
- Bizzi, L.A. 1994. *Mesozoic alkaline volcanism and mantle evolution of the southwestern São Francisco craton, Brazil*. University of Cape Town, Tese de Doutorado.
- Bizzi L.A., de Wit, M.J., Smith, C.B. McDonald, I., Armstrong, R.A. 1995. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the southwestern margin of the São Francisco craton, Brazil. *J. Geodynamics*, **20**(4):469-491.
- Bizzi L.A., Smith, C.B., de Wit, M.J., Armstrong, R.A., Meyer, H.O.A. 1993. Mesozoic kimberlites and related alkalic rocks in south western São Francisco craton: a case for local mantle reservoirs and their interaction. *In: 5th Int. Kimberlite Conf., Anais*, 156-171.
- Bristow, J.W., Saggerson, E.P. 1983. A general account of Karoo volcanic activity in Southern Africa. *Geol. Rundsch*, **72**:1015-1060.
- Burov, E., Cloetingh, S. 1997. Erosion and rift dynamics: news thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**(1/2):7-26.
- Burov, E., Diament., M. 1995. The effective elastic thickness T_e of continental lithosphere: What does it really mean? *J. Geophys. Res.*, **100**(B3):3905-3927.
- Case, J.E., Holcombe, T.L., Martin, R.G. 1994 ou 1984. Map of geologic provinces in the Caribbean region. *In: Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagam, R. (eds.). The Caribbean-South American Plate boundary and Regional Tectonics*, Geological Society of America, 1-30. (Memoir 162).
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, **213**:97-138.
- Clark, T.C., Smith, C.B., Bristow, J.W., Skinner, E.M.W., Viljoen, K.S. 1991. Isotopic and geochemical variation in kimberlites from the south western craton margin. Prieska area, South Africa. *In: 5th Int. Kimberlite Conf., Anais*, 46-48.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Sato, K. 1988. The growth of the Brazilian Shield. *Episodes*, **11**:163-167.
- Cox, D.P. 1967. Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerate, Brazil. *Economic Geol.*, **62**:773-780.
- Cox, K.G. 1978. Flood basalts, subduction and the breakup of Gondwanaland. *Nature*, **274**:47-49.
- Cox, K.G. 1983. The Karoo province of Southern Africa: origin of trace element enrichment patterns. *In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.). Continental flood basalts*. UK, Shiva Publishing, 139-157.
- Cox, K.G. 1988. The Karoo Province. *In: MacDougall, J.D. (ed.). Continental flood basalts*. UK, Kluwer Publishers, 239-271.
- Dalziel, I.W.D. 1992. On the organization of the American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, **2**(11):1-2.
- de Wit, M.J., Ransome, I.G.D. 1992. *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and cretaceous basins Southern Africa*. Rotterdam, Balkena.
- Dingle, R.V., Siesser, W.G., Newton, A.R. 1983. *Mesozoic and Tertiary geology of Southern Africa*. Rotterdam, Balkena.
- Duprè, B., Allègre C.J. 1983. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, **303**:142.
- Ebinger, C., Bechtel, T., Forsyth, D., Bowin, C. 1989. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaux and dynamic compensation for the uplifts. *J. Geophys. Res.*, **94**:2883-2901.
- Ebinger, C.J., Vidotti, R.M., Houghton, J., Whaler, K. 1998. *Lithospheric Structure beneath South America*, University of Leeds, 99 p. (Relatório confidencial).
- Ellan, R.M., Cox, K.G. 1991. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and mantle lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**:330-342.
- Erlank, A.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Miller, R.McG, Hawkesworth, C.J., Betton, P.J., Rex, D.C. 1984. *Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from South West Africa/Nanibia*. Local, Geol. Soc. D. Afr., 195-246. (*Spec. Publ.*, Volume 13).
- Erlank, A.J., Duncan, A.R., Marsh, J.S., Sweeney, R.J., Hawkesworth, C.J., Milner, S.C., Miller, R.M., Rogers, N.W. 1988. A laterally extensive geochemical discontinuity in the sub-continental Gondwana lithosphere. *In: Int. Conf. Geochem, Evol. Continental crust, Poços de Caldas, Brazil, Ext. Abstr.*, 1-10.
- Erlank, A.J., Duncan, A.R., Sweeney, R.J., Milner, S.C., Marsh, J.S., Hawkesworth, C.J., Rogers, N.W., Miller, R.M. 1989. Is there a laterally extensive geochemical boundary in the Mesozoic basalts of Southern Gondwanaland?. *In: Int. Geol. Congress, 28, Washington DC, Abstract*, 1:458-459.
- Erlank, A.J., Duncan, A.R., Marsh, J.S., Sweeney, R.J., Milner, S.C., Hawkesworth, C.J., Miller, R.M., Rogers, N.W. 1990. Distribution of Mesozoic Karoo basalts from Southern Africa. *In: Sci. Congr. Geol. Soc. Africa, 23, Abstract*, 754-757.
- Escalante, C., 2002. *Tomografia de ondas P no Sudeste do Brasil*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado.
- Fairhead, J.D., Misener, J.D., Green, C.M., Bainbridge, G., Reford, S.W. 1997. Large scale compilation of magnetic, gravity, radiometric and electromagnetic data: the new exploration strategy for the 90s. *In: Decennial International Conference on Mineal Exploration, 4, Proceedings*, 805-816.
- Fodor, R.V., Mukasa, S.B., Gomes, C.B., Cordani, U.G. 1989. Ti-rich Eocene basaltic rocks, Abrolhos Platform, offshore Brazil, 18°S: petrology with respect to South Atlantic magmatism. *J. Petrol.* **30**:763-786.
- Fodor, R.V., McKee, E.H., Asmus, H.E. 1983. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geol.*, **54**:111-118.
- Forsyth, D.W. 1985. Subsurface loading and estimates of flexural rigidity of continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **90**(B14): 12623-12632.
- Fouché, J., Bate, K.J., Van der Merwe, R. 1992. Plate tectonic setting of the Mesozoic basins, southern offshore, South Africa. *In: de Wit, M.J., Ransome, I.F.D. (eds.). Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo an Cretaceous basins of Southern Africa*, Balkema, Ashgate Publishing Company, 33-48.
- Froidevaux, C., Nataf, H.C. 1981. Continental drift: what driving mechanism?. *Geol. Rundsh*, **70**:166-176.
- Fukao, Y., Yamamoto, A., Kono, M. 1989. Gravity anomalies across the Peruvian Andes. *J. Geophys. Res.*, **94**(B4): 3890-3897.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G. 1995. The late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence form large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil. *J. Petrol.* **36**:189-229.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Weska, R., Dickin, A.P., Leonardos, O.H. 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and meltig of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **126**:303-314.

- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., 1995. High-Ti and low Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **136**:149-165.
- Green, C.M., Fairhead, J.D. 1991. The South American Gravity Project. In: Torge, W. Fletcher, A.G., Tanner, J.G. *Recent Geodetic and Gravimetric Research in Latin America*. Edited by W. Torge, Springer-Verlag, Berlin.
- Greenwood, J.C., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Weska, R.K., Dickin, A.P. 1999. Cretaceous kimberlites from the Paranatinga-Batovi region, central Brazil: geochemical evidence for subcratonic lithospheric mantle heterogeneity. In: Conf. Int. Kimberlites, **7**, 1:291-298.
- Griffiths, R.W., Campbell, I.H. 1990. Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth Plan. Sci. Lett.*, Amsterdam, **66**-78.
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., Uliana, M.A. 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, **116**:223-253.
- Halliday, A.N., Davies, G.R., Lee, D.C., Tommasini S., Paslick, C.R., Fitton, J.C., James, D.E. 1992. Lead isotope evidence for young trace element enrichment in the oceanic upper mantle. *Nature*. **359**:623-627.
- Hamza, V.M. 1997. Were there moving "Plumelets" in the south Brazilian continental lithosphere?. In: Brazilian Geophysical Society, Proceedings of 5th. International Congress of the Brazilian Geophysical Society, **2**:911-913.
- Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Peate, S.W. 1988. Lithosphere remobilisation during Paraná magmatism. CFB magmatism. In: Menzies, M.A., Cox, K.G. (eds.). *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences*. *J. Petrol.*, 205-223. (Special volume).
- Hawkesworth, C.J., Erlank, A.J., Marsh, J.S., Menzies, M.A., Van Calsteren, P. 1983. Evolution of the continental lithosphere: evidence from volcanics and xenoliths in southern Africa. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*. UK, Shiva, 111-138.
- Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Peate, D.W. 1986. Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism. In: Cox, K.G., Menzies, M.A. (eds.). *Oceanic and Continental lithosphere: similarities and differences*. *J. Petrol.*, 205-223. (Special Volume).
- Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Taylor, P.N., Palacz, Z. 1986. Evidence from the Parana of South Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature*, 356-359.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M.S.M., Peate, D.W., Regelous, M., Rogers, N.W. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society Special Publication, **68**:221-240.
- Heaman, L., Teixeira, N.A., Gobbo, L., Gaspar J.C. 1998. U-Pb zircon ages for kimberlites from the Juína and Paranatinga provinces, Brazil. In: Conf. Int. Kimberlites, **7**, *Resumos expandidos*, 322-324.
- Hergt, J.M., Chappell, B.W., McCulloch, M.T., McDougall, I., Chivas, A.R. 1989. Geochemical and isotopic constraints on the origin of the Jurassic dolerites of Tasmania. *J. Petrol.*, **30**:841-883.
- Hergt, J.M., Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**:134-148.
- Hoffman, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out?. *Science*, **252**:1409-1412.
- Hutchison, M.T. 1997. *Constitution of the deep transition zone and lower mantle shown by diamonds and their inclusions*. University of Edinburgh, Inglaterra, Tese de PhD.
- Karner, G.D. 1991. Sediment blanketing and the flexural strength of extended continental lithosphere. *Basin Res.*, **3**:177-185.
- Karner, G.D., Egan, S.S., Weissel, J.K. 1992. Modelling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, **215**:133-160.
- Kay, R.W., Kay, S.M. 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geol. Rundsch*, **80**:259-278.
- Lavier, L.L., Steckler M.S. 1997. The effect of sedimentary cover on the flexural strength of the continental lithosphere. *Nature*, **389**:476-479.
- Le Roex A.P., Cliff R.A., Adair, B.J.I. 1990. Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *J. Petrol.*, **31**:779-812.
- Machado, B.L., Carminatti, M.G., Marangoni, Y.R. 2001. Anomalias Gravimétricas na borda norte da bacia do Paraná. In: Sociedade Brasileira de Geofísica, 7.º Congresso Internacional da SBGF, Salvador, *Abstracts*, CD-ROM.
- Magnavita, L.P., Davison, I., Kuszniir, N.J. 1994. Rifting, erosion and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil. *Tectonics*, **13**:367-388.
- Mantovani, M.S.M., Cordani, U.G., Roisenberg, A. 1985. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da bacia do Paraná, e implicações genéticas associadas. *Rev. Bras. Geociências*, **15**(1):61-65.
- Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., Souza, M.A.D., Civetta, L., Atalla, M., Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (southern Brazil). *J. Petrol.*, **26**:187-209.
- Mantovani, M.S.M., Vasconcelos, A.C.B.C., Shukowsky, W., Milani, E.J., Basei, M., Hurter, S.J., Frietas, S.R.C. 1991. The Brusque transect (SA20) from the Dom Feliciano belt to the Amazon Craton: explanatory pamphlet. In: *Global Geosciences Transect Project*.
- Mantovani, M.S.M., Vasconcelos, A.C.B.C., Shukowsky, W. 1991. Brusque Transect from Atlantic Coast to Bolivian Border, Southern Brazil. Washington, D.C., AGU.
- Mantovani, M.S.M., Shukowsky, W., Hallinan, S.E. 1995. Análise da espessura elástica efetiva no segmento lotosférico Rio de La Plata – Dom Feliciano. *Anais da Acad. Bras. de Ciências*. **67**(2):200-220.
- Marquart, G., Schmeling, H. 2000. Interaction of small plumes with the spinel-perovskite phase boundary: implications for chemical mixing. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **177**:241-254.
- Martin, A.K., Hartnady, C.J. 1986. Plate tectonic development of the South West Indian Ocean: A revised reconstruction of East Antarctica and Africa. *J. Geophys. Res.* **91**:4767-4786.
- Matos, R.M.D., Brown, L.D. 1992. Deep seismic profile of the Amazonian craton (northern Brazil). *Tectonics*, **11**(3):621-633.
- McKenzie, D., O'Nions, R.K. 1983. Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature*, **301**:229-231.
- Mckenzie, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**:25-32.
- McKenzie, D., Fairhead, J.D. 1997. Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, **102**(B12):27523-27552.
- McKenzie, D.P. 1989. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **95**:53-72.
- McNutt, M. K. 1990. Flexure reveals great depth. *Nature*, **343**:596-597.
- Milani, E.J., Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, **28**(4):527-544.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 2 volumes.
- Milani, E.J., Ramos, V.A. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, **28**:527-544.

- Milani, E.J., Ca, A.B.F., Schneider, R.L. 1994. Sedimentary sequences and evolution of the Paraná basin, southern Brazil. *In: International Sedimentological Congress, Recife, 14th, Proceedings*, 650-52.
- Mitchel, R.H., Bergman, S.C. 1991. *The petrology of lamproites*. New York, Plenum Press, 471 p.
- Morgan, W.J. 1983. Hot spot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, **94**:123-139.
- Nunn, J.A., Aires, J.R. 1988. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the middle Amazon basin, Brazil. *J. Geophys. Res.*, **93**(B1):415-428.
- O'Connor, J.M., Duncan, R.A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.* **95**:17475-17502.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Shukowsky, W. 1990. Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, **18**:1223-1226.
- Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R., Melfi, A.J., Pinese, J.P.P., Zantadeschi, P., Min, A. 1990. Lower Cretaceous tholeiitic dyke systems from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chem. Geol.*, **89**:19-48.
- Piccirillo, E.M., Melfi, A.J. (eds.). 1988. *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379.
- Poudjom Djomani, Y.H., Nnange, J.M., Diament, M., Ebinger, C.J., Fairhead, J.D. 1995. Effective elastic thickness and crustal thickness variations in west central Africa inferred from gravity data. *J. Geophys. Res.*, **100**(B11):22047-22070.
- Quintas, M.C.L. 1995. *O embasamento da bacia do Paraná: Reconstrução geofísica de seu arcabouço*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 213 p.
- Rabinowitz, P.D., La Brecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin. *J. Geophys. Res.*, **84**:5973-6002.
- Rhodes, R.C., Bornhorst, R.J. 1976. Petrologic Provinces in Jurassic tholeiites of Gondwanaland. *Geol. Rundsch*, **65**:930.
- Richardson, S.H., Gurney, J.J., Erlank, A.J., Harris, J.W. 1984. Origins of diamonds in old enriched mantle. *Nature*, **310**:198-202.
- Sá, N.C., Ussami, N., Molina, E.C. 1993. Gravity map of Brazil: Representation of free-air and Bouguer anomalies. *J. Geophys. Res.* **98**(B2): 2187-2197.
- Siebel, W., Becchio, R., Volker, F., Hansen, M.A.F., Viramonte, J., Trumbull, R. B., Haase, G., Zimmer, M. 2000. Trindade and Martin Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume-related magmatism. *J. South American Earth Sci.*, **13**: 79-103.
- Smalley, R.F., Isacks, B.L. 1987. A high-resolution local network study of the Nazca plate Wadati-Benioff zone under western Argentina. *J. Geophys. Res.*, **92**(B13):13903-13912.
- Smith, C.B. 1983. *Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of kimberlite and selected mantle-derived xenoliths*. University of Witwatersrand, Johannesburg, África do Sul, Tese de PhD, 436 p.
- Smith, W.H., Sandwell, D.T. 1997. Global seafloor topography from satellite and ship depth soundings. *Science*, **277**:1957-1962.
- Spector, A., Grant, F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, **35**(2): 293-302.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman R.E., Peng, Z., Kyser, K., 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkalis basalts of the Patagonian Plateau lavas of Southernmost South America. *Contrib. Min. and Pet.*, **109**:294-308.
- Sweeney, R.J., Falloon, T.J., Green, D.H., Tatsumi, Y. 1991. The mantle origin of Karoo picrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**:256-271.
- Thompson R.N., Gibson, S.A. Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A, Greenwood, J.G. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume?. *J. Petrol.*, **39**(8):1493-1526.
- Thompson, A.B. 1992. Water in the Earth's upper mantle. *Nature*, **358**:295-302.
- Toyoda, K., Horiuchi, H., Tokonami, M. 1994. Dupal anomaly of Brazilian carbonatites: geochemical correlations with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**:315-331.
- Uchupi, E. 1989. The Tectonic style of the Atlantic Mesozoic rift system. *J. Afr. Earth Sci.*, **8**:143-164.
- Uliana, M. A., Biddle, K.T., Cerdan, J. 1989. Mesozoic Extension and the Formation of Argentine Sedimentary Basin. *In: Tankard A.J., Balkwill, H.R. (eds.). Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. Tulsa, AAPG, 599-614. (Memoir 46).
- Ussami, N., Sá, N.C., Molina, E.C. 1993. Regional and Residual Isostatic Anomalies and Their Correlation With Major Tectonic Provinces, *J. Geophys. Res.*, **98**(B2):2199-2208.
- Ussami, N., Sá, N.C., Molina, E.C. 1993. Gravity Map of Brasil. 2. Regional and Residual Isostatic Anomalies and Their Correlation With Major Tectonic Provinces, *J. of Geophys. Res.*, **98**(B2): 2199-2208.
- Van Decar, J.C., James, D.E., Assumpção, M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate forces. *Nature*, **378**: 25-31.
- Van der Merve, R., Fouché, J. 1992. Inversion tectonics in the Bredasdorp basin off-shore South Africa. *In: Conference on Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Abstract*.
- Veevers, J.J. 1989. Middle/late Triassic (230 ± 5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly. *Geology*, **17**:784-787.
- Veevers, J.J. 1988. Gondwana facies started when Gondwanaland merged in Pangea. *Geology*, **16**:732-734.
- Vidotti, R.M., Ebinger, C.J., Fairhead, J.D. 1998. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **159**(3/4):117-132.
- Vidotti, R.M. 1997. *Lithospheric Structure beneath the Paraná and Parnaíba basins, from regional gravity analyses*. School of Earth Sciences, The University of Leeds, Leeds, England, Tese de PhD. 109 p.
- Vidotti, R.M. 1992. *Investigação do comportamento da litosfera em resposta aos montes submarinos da Bahia*. Observatório Nacional, Rio de Janeiro, Brazil, Tese de Mestrado, 76 p. (Publicação Especial n.14).
- Watts, A.B., Bodine, J.H., Ribe, N.M. 1980. Observations of the flexure and geological evolution of the Pacific Ocean basin. *Nature*, **283**: 532-537.
- Whaler, K., Ebinger, C., Poudjom-Djomani, Y. 1995. Analyses of regional potential field data from the SW USA. *Eos. Trans. Amer. Geophys. Un.*, **F577**.
- Yale, M.M., Sandwel, D.T. 1999. Stacked global satellite gravity profiles. *Geophysics*, **64**(6): 1748-1755.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R., Marques, A. 1990. The Paraná basin, Brazil. *In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Olts, D.F., Eidel, J.J. (eds.). Interior Cratonic Basins*, AAPG, 681-708. (Memoir 51).
- Zuber, M.T., Bechtel, T.D., Forsyth, D.W. 1989. Effective elastic thickness of the lithosphere and mechanisms of the isostatic compensation in Australia. *J. Geophys. Res.*, **94**(B7):9353-9367.

Nota Biográfica dos Autores



Luiz Augusto Bizzi. Geólogo pela Universidade de Brasília, Ph.D. pela Universidade de Cape Town e MBA pela Fundação Getúlio Vargas. Autor de vários artigos sobre petrologia de rochas manto-derivadas e geologia do diamante, atua em exploração e avaliação de propriedades minerais junto a empresas e bancos de investimento.

Antes de trabalhar no Serviço Geológico do Brasil, onde ocupou as posições de Presidente Interino e Diretor de Geologia e Recursos Minerais até março de 2003, atuou por quinze anos com a De Beers na exploração de diamantes em projetos de escala regional e de detalhe. Anteriormente, atuou como geólogo de exploração em projetos orientados a platina e metais-base na Amazônia e em geologia de engenharia aplicada a projeto de barramento hidroelétrico de larga escala.

E-mail: luizbizzi@terra.com.br



Roberta Mary Vidotti. Geóloga (UFRRJ/1987), especialização em Geologia e Geofísica Marinha (UFF/1987), Mestre em Geofísica (Observatório Nacional/1992) e Ph.D. em Geofísica (Universidade de Leeds, Inglaterra/1998).

Em 1998 como pesquisadora na Universidade de Leeds, Inglaterra, trabalhou em projetos de compilação, análise e interpretação de dados geofísicos de escala continental na América do Sul e África. Trabalhou no Centro de Pesquisas da PETROBRAS, na área de geofísica (métodos potenciais). Ocupou o cargo de assessora da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais e atualmente é Chefe da Divisão de Geologia Marinha no Serviço Geológico do Brasil.

E-Mail: rmvidotti@uol.com.br

Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas

Mineral Deposits of Brazil: Distribution in Time, Provinces and Metallogenic Epochs

Marcel Auguste Dardenne¹ e Carlos Schobbenhaus²

¹UnB – Universidade de Brasília

²CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Summary

In this Chapter, the main mineral deposits in Brazil and their relation to major tectonic events and metallogenic epochs are discussed according to their chronostratigraphic positioning.

Evidence for Eoarchean (> 3.6) protoliths are restricted to detrital zircons, the older sizeable continental nuclei in Brazil dating back to the Paleoarchean (3.6–3.2 Ga). Their best representatives are the Presidente Juscelino and Mairi complexes, the Gavião Block and the Sete Voltas and Boa Vista/Mata Verde domes. Such older terrains were reworked by the Rio Maria (ca. 2.8 Ga), Rio das Velhas (ca. 2.6 Ga), Transamazonic (ca. 2.0 Ga), and Brasileiro (ca. 0.65 Ga) tectonic-metamorphic events.

Best known examples of Mesoarchean (3.2–2.8 Ga) continental blocks are the granite-greenstone terrains of (i) the Rio Maria Domain, (ii) Crixás (in the Goiás Massif), (iii) Pium-hi and Morro do Ferro (west of the Quadrilátero Ferrífero) and (iv) the southern segment of the Gavião Block (in the Brumado region). Gold is present in Mesoarchean TTG, notably in the Rio Maria Domain where gold is associated to shear zones cross-cutting greenstone belts (GB). Mesoarchean deposits with more diversified metallic content comprise (i) magnesite of Serra das Éguas (Brumado GB), (ii) barite of Itapura (Novo Mundo GB), (iii) Fe-Ti-V and PGE (platinum group elements) of the Rio Jacaré and the Campo Alegre de Lourdes Sills, (iv) chromite in the Pium-hi GB, (v) Ni-Cu-Co and PGE of O'Toole (Morro do Ferro GB) and (vi) Ni of Boa Vista (Crixás GB).

In the Neoarchean (2.8–2.5 Ga) two cratonic nuclei were stabilized at about the same time. In the Amazon, the Carajás Mineral Province hosts deposits of chromium, iron ore, copper-gold, manganese and nickel. Its complex geotectonic evolution involves distinct metallogenic periods. At ca. 2.76 Ga, iron in jaspilites associated to the Grão-Pará volcano-sedimentary sequence and chromium and PGE deposits in association to the Luanga mafic-ultramafic complex. At ca. 2.57 Ga, the Fe-Cu-Au-REE deposits of Igarapé Bahia, Alemão, Pojuca, Salobo, Sossego, Cristalino, S118 and Borrachudo, directly or indirectly associated to granitic intrusions affecting the Grão-Pará, Igarapé Bahia and Salobo-Pojuca volcano-sedimentary sequences. The manganese of the Águas Claras Formation, exemplified by the Azul/Sereno deposits and possibly Buritirama, was associated to the margin of an anoxic

basin. The gold of Serra Pelada/Serra Leste is associated to regional shear zones and probably to dioritic intrusions. The nickel (and possibly PGE) deposits of Vermelho, Onça, Puma and Jacaré formed between ca. 2.6 and 2.3 Ga, associated to differentiated mafic-ultramafic complexes emplaced at the end of the Carajás Event.

The second Neoproterozoic nucleus of metallogenic relevance is the Quadrilátero Ferrífero (or "Iron Quadrilateral"), which hosts gold (Cuiabá, Morro Velho, Raposos, Lamego, São Bento, Juca Vieira) and manganese deposits (Conselheiro Lafaiete) directly related to the evolution of the Rio das Velhas GB (ca. 2.75 Ga) and associated to BIFs (banded iron formations) of the Algoma type. Whilst the volcano-sedimentary origin of manganese in the form of queluzites is well established, the association of an early volcanogenic sulphide gold mineralization to BIFs is controversial. Large gold deposits are related to shear zones generated ca. 2.6 Ga, during the Rio das Velhas Event, and to low angle shear zones during the Transamazonic Event, between ca. 2.0 and 1.8 Ga.

In the Paleoproterozoic (2.5–1.6 Ga), metallogenesis is diversified with privileged metallogenetic eras being identified in both the Amazon and the São Francisco cratons. In the northern Amazon Craton (Guyana Shield) there is gold related to volcano-sedimentary sequences of greenstone belt type in Serra Lombarda, Tartarugalzinho and Vila Nova Group. In the Vila Nova Group, primary mineralization of the Serra do Navio manganese deposit occurs in the form of volcanogenic queluzites, while gold mineralizations are associated to ca. 2.0 Ga shear zones. The mafic-ultramafic complex of Bacuri or Igarapé do Breu hosts stratiform chromite deposits. This complex is intrusive in the Archean-Paleoproterozoic Guyanese complex, as are the ca. 1.8 Ga granites of the Mapuera Intrusive Suite mineralized with Sn, Nb, REE and Zr in Pitinga.

In the southern Amazon, the Tapajós and Alta Floresta provinces host gold of the porphyry-Au and epithermal Au types, associated to granitic calc-alkaline intrusions of I type, and of the lode type related to regional shear zones. Anorogenic granites of ca. 1.88 Ga host mineralizations of Sn-W (Musa granite), Cu-Au of Águas Claras (Carajás granite) and Gameleira (Pojuca granite) and Cu-Au-Sn-Bi (Breves granite) which took place between ca. 1.9 and 1.85 Ga.

Pb-Zn-(Cu)-Au mineralizations of the VMS or skarn types occur in Aripuanã, western part of the Alta Floresta Province, associated to the volcano-sedimentary sequence of the 1.76 Ga Roosevelt Group. In southeastern Mato Grosso, Alto Jauru GB (ca. 1.7 Ga) hosts the Cabaçal Cu-Zn-Au deposits. At the headwaters of the Sucunduri river, in Terra Preta, clastic and clastic-chemical units of the Beneficente Group (ca. 1.65 Ga) host Cu, Pb and Zn mineralization.

A gold mineralization event equivalent to that of the Guyana Shield is also defined for the São Francisco Craton (Atlantic Shield). In eastern Bahia, it relates to the greenstone belt type volcano-sedimentary sequences of Rio Itapirucu (ca. 2.2–2.1 Ga), with gold deposits such as Fazenda Brasileiro and Maria Preta associated to shear zones formed during the Transamazonic Event. The gold deposits of Passagem de Mariana and Antônio Pereira, among others, in the Minas Supergroup of the Quadrilátero Ferrífero, are also representatives of this event. The tectonics of the Transamazonic is also responsible for the structures observed in Morro Velho, Cuiabá, Lamego, Raposos and São Bento gold deposits, among others, hosted in Archean country rocks of the Rio das Velhas GB (Rio das Velhas Supergroup). This epoch is also marked by the presence of paleoplacers of the Witwatersrand type ascribed to the Moeda Formation (basal unit of the Minas Supergroup) at ca. 2.5 Ga, and to the Jacobina Group, in Bahia, at ca. 2.0 Ga and, in particular, by the huge iron deposits of the Lake Superior type, in the form of itabirites, also hosted in the Minas Supergroup of the Quadrilátero Ferrífero. Still during this time span, differentiated mafic-ultramafic sills containing copper (Caraíba and Serrote da Laje) and chrome (Medrado-Ipueira and Campo Formoso) mineralizations were generated in the São Francisco Craton. The Goiás mafic-ultramafic complexes, in central Brazil, present lateritic nickel deposits (Niquelândia and Barro Alto) and asbestos (Cana Brava), and indicate good possibilities of nickel sulphides and PGE deposits. The late Paleoproterozoic is marked by the development of ca. 1.8 Ga intracontinental rifts which affect the older stabilized cratonic nuclei- the Staterian Taphrogenesis. This event is characterized by the association of extensive continental volcanism, anorogenic granitic intrusions and clastic sedimentary covers. Anorogenic granites host tin, mineralizations which mark a common metallogenetic epoch of both the Amazon and São Francisco cratons at ca. 1.8–1.75 Ga.

To the late Paleoproterozoic are also related the diamond conglomerates of the Roraima Group (ca. 1.8 Ga) and of the Espinhaço Supergroup (Sopa-Brumadinho Formation – 1.76 Ga), respectively in the Amazon and São Francisco cratons. Only in rare cases, the Staterian rifts evolve to form oceanic crust as in the Alto Jauru volcano-sedimentary sequence (ca. 1.75 Ga) which hosts the Cu-Zn-Au deposit of Cabaçal.

In the Ribeira Belt, along the southeastern coast of Brazil, a metallogenetic event at ca. 1.7 Ga becomes evident in the Perau type stratiform deposits of Pb-Zn-(Cu)-Ag-Ba, of exhalative sedimentary origin – SEDEX. Also at ca. 1.7 Ga there is evaporitic magnesite associated to the Orós Belt, in the Borborema Province (northeastern Brazil).

Mineralization associated to the Mesoproterozoic (1.6 and 1.0 Ga) is relatively rare in Brazil. Tin granites of the (i) Parima Province in NW of Roraima (Surucucus, at ca. 1.5 Ga), (ii) Tocantins Sub-province in Goiás (1.59 Ga), and (iii) São Lourenço-Caripunas Suite in the Rondônia Province (ca. 1.3 Ga) are worth mentioning. The Palmeirópolis-Juscelândia sequences in Goiás (ca. 1.3 Ga) with associated Pb-Zn deposits represent volcanogenic massive sulphides (VMS type). At the end of the Mesoproterozoic, at

ca. 1.0 Ga, the reactivation of the Aguapeí rift (Aguapeí Group) during the Sunsás orogenesis formed a series of small gold deposits associated to shear zones of low and high angle, which characterize the Gold Province of Alto Guaporé.

Diamond bearing conglomerates of the Tombador and Morro do Chapéu formations (Chapada Diamantina Group), in the Chapada Diamantina, Bahia, were probably deposited between 1.2 and 1.1 Ga.

Neoproterozoic fold belts and related platform covers originated during the Brasiliano (1.0–0.54 Ga) surrounding the Amazon and São Francisco cratons and led to the generation of important mineral deposits which reflect the characteristics of each belt. Thus, in the Brasília Belt, in central Brazil, along the western margin of the São Francisco Craton (SFC), the Morro Agudo (Pb-Zn), Vazante (Zn) and Rocinha-Lagamar (P_2O_5) deposits are associated to a pelitic-dolomitic sedimentary unit of the Vazante Group, which probably represents the transition of the Meso- to Neoproterozoic. Pb-Zn- CaF_2 platform cover deposits of the MVT type are associated to the pelitic-carbonatic Bambuí Group. The Irecê phosphate deposit, on the other hand, is related to the carbonate cover of the Una Group, in the northern part of the SFC.

Still in the Brasília Belt, it is worth mentioning (i) gold and copper-gold deposits (Chapada/Mara Rosa) associated to the Magmatic Arch of Goiás developed between ca. 0.95 and 0.6 Ga; (ii) the Morro do Ouro gold deposit related to a thrust fault of the Brasiliano event (ca. 0.6 Ga); and (iii) the mafic-ultramafic complexes (0.61 Ga) of Americano do Brasil and Mangabal, hosting Cu-Ni-Co.

In the Araçuaí Belt, along the eastern coast of Brazil, three types of deposits are of relevance: (i) iron deposits (ca. 0.9 Ga) of exhalative sedimentary origin (SEDEX) in the Porteirinha region hosting Rapitan type deposits in the inner zone of the belt; (ii) graphite deposits of Pedra Azul and Salto da Divisa, associated to amphibolite and granulite facies of metasedimentary sequences; and (iii) the eastern Pegmatite Province related to ca. 550 Ma granite intrusions.

In the Ribeira Belt neoproterozoic metallogenetic epochs relate to (i) Pb-Zn-Ag strata-bound deposits of Panelas type (ca. 0.65 Ga), associated to carbonates and dolomites of the Água Clara Formation (Açunguí Supergroup), and to (ii) granite intrusions hosting wolframite and gold deposits.

In the Dom Feliciano Belt, along the southern coast of Brazil, mineral deposits occur associated to gold porphyry granites of the Lavras do Sul type (Cu-Au), of ca. 570 Ma, and to molassic sequences of Santa Maria and Camaquã (late Neoproterozoic to Cambrian) hosting Cu-Pb-Zn-Au.

In the Borborema Province, in northeastern Brazil, it is worth mentioning tungsten in the form of scheelite hosted in skarnites (Brejuí) of the Seridó Belt, gold deposits associated to shear zones (São Francisco), and pegmatites related to the Brasiliano granitic magmatism (Borborema Province).

In the Paraguay Belt, along the southwestern margin of the Amazon Craton, a graben structure of the Corumbá region was filled up ca. 650 Ma by jaspilites intercalated with manganese layers of sedimentary-exhalative origin (Jacadigo Group), thus defining the last Fe-Mn epoch represented by the Urucum deposits of Rapitan type, at the end of the Neoproterozoic. In the inner Paraguay Belt gold deposits associated to phyllites of the Cuiabá Group allow for the definition of a new individualized gold province at the end of the Brasiliano Cycle.

Finally, only a few mineral deposits related to the Neoproterozoic are found in cratonic areas, for instance (i) the tin granites of the Rondônia Province at ca. 0.9 Ga; (ii) the Seis Lagos P, Nb, ETR and Ti bearing carbonatite; and (iii) diamond bearing kimberlites (0.68 Ga) from the Braúna Province in the Serrinha Block.

The stabilization of the South American Platform led during the Paleozoic (540–250 Ma) to the generation of huge intra-continental sineclises such as the Paraná, Parnaíba, Amazon, Solimões, Alto Tapajós and Parecis basins. During this period, it is possible to define (i) a copper epoch in the Parecis Basin (Cu-Colorado in the Rondônia Graben); (ii) an oolitic iron epoch, in the Devonian of the Amazon (Jatapu), Paraná (Serra do Roncador Mountains) and Parnaíba (Paraiso do Norte) basins; and (iii) a coal and pyrobituminous shales epoch in the Permo-Carboniferous of the Paraná Basin. In the Amazon Basin potash deposits (Fazendinha) define an evaporitic epoch, during the Permo-Carboniferous.

The fragmentation of the Gondwana Supercontinent led to the opening of the South Atlantic during the Mesozoic (250–65 Ma), setting in motion successive reactivations in the South American Platform and giving origin to important mineral deposits that characterize the South Atlantic Metallogenetic Epoch. In Early Cretaceous, an extensive basaltic volcanism took place in the Paraná Basin, to which are associated deposits of agate and amethyst in Rio Grande do Sul (Salto do Jacuí and Alto Uruguai/Iraí provinces). The (i) filonian fluorite province in Santa Catarina, (ii) the first intrusions of alkaline carbonatites of Anitápolis and Jacupiranga, hosting apatite deposits in the S-SE region of Brazil, and also (iii) the diamond bearing kimberlite pipes of Paranatinga, in Mato Grosso, are also related to this epoch. The stage of proto-oceanic gulf, on the Brazilian coast, gave origin to the aptian evaporitic epoch, with potash, halite and gypsite deposits. Between 90 and 80 Ma the reactivation of the rifting started a second intrusion period of alkaline-carbonatite complexes of Poços de Caldas, Araxá, Tapira, Serra Negra, Catalão and Santa Fé de Goiás, hosting apatite, niobium, titanium, nickel, barite, alumina, uranium, fluorite and REE deposits, in addition to

the diamondiferous kimberlite pipes of the Alto Paranaíba and Juína. In the marginal coastal basins sedimentary deposits of barite were formed such as those of Camamu and Fazenda Barra, and those of phosphorite in the Paraíba/Pernambuco Basin.

Finally, mineral deposits originating during the Cenozoic (<60 Ma) relate to the lateritic alteration processes that led to the formation of important bauxite, kaolin and nickel deposits in the Amazon, central-west and south-west regions; in addition to iron, gold, titanium, manganese and niobium deposits from the Paleogene up to the Quaternary. Placer type deposits resulted in the mechanical concentration of heavy metals, such as cassiterite, gold and diamonds, in alluvial and paleoalluvial river sediments and as ilmenite, rutile, zirconite and monazite in coastal deposits, as for instance, in Mataraca (PB/RN) and in Bujuru (RS).

Apresentação

No presente capítulo são descritos de forma selecionada e bastante condensada os depósitos minerais de metais ferrosos, não-ferrosos e preciosos, bem como as gemas e minerais industriais, estes predominantemente não-metálicos. Os recursos minerais energéticos representados pelo petróleo, carvão e urânio são descritos em capítulos específicos desta obra (Capítulos X e XI), sendo assim referidos aqui de forma genérica. Os minerais industriais, por sua vez, extensamente representados no Brasil, são discutidos em um capítulo específico (Capítulo IX), no entanto somente sob uma ótica mercadológica. Uma descrição aqui feita do condicionamento geológico e da distribuição espaço-temporal dos minerais industriais, apesar de bem seletiva, deverá ser um complemento àquele capítulo.

Os dados deste capítulo representam basicamente um resumo com atualizações do livro *Metalogênese do Brasil* publicado pelos autores em 2001 (Dardenne e Schobbenhaus, 2001). Aqui, no entanto, o foco maior concentra-se na relação existente entre a geração de depósitos, distritos ou províncias minerais e o seu posicionamento no tempo geológico, permitindo em determinados casos a definição de épocas metalogenéticas.

Sínteses abordando o tema em pauta foram publicadas anteriormente por Dardenne e Schobbenhaus (2000), Tassinari e Melito (1994), Pedrosa-Soares *et al.* (1994), Delgado e Pedreira (1994), Delgado *et al.* (1994), Misi *et al.* (1993), Lobato e Pedrosa-Soares (1993), Marini e Queiroz (1991), Schobbenhaus *et al.* (1984), Dardenne (1982) e Suszczynski (1975). Informações envolvendo universo bem mais amplo dos depósitos minerais do Brasil com descrições específicas de mais de duas centenas de depósitos, a maioria representando minas, podem ser obtidas na obra de referência em 6 volumes *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, organizada e publicada, entre 1985 e 1997, pelo Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM com a colaboração da CPRM e Companhia Vale do Rio Doce (Schobbenhaus *et al.* 1985; Schobbenhaus e Coelho, 1986, 1988; Schobbenhaus *et al.* 1991, 1997a, 1997b).

Introdução

No decorrer da estruturação da Plataforma Sul-Americana, do Arqueano ao Proterozóico, assim como em sua evolução tectônica durante o Fanerozóico, diversos depósitos minerais foram gerados. O quadro sintético apresentado na Fig. VII.1 permite uma visualização do posicionamento cronoestratigráfico desses depósitos, sua relação com os eventos tectônicos maiores, bem como uma definição das principais províncias e épocas metalogenéticas ocorridas no território brasileiro (Figs. VII.2 e VII.3).

As épocas metalogenéticas, isto é, o intervalo do tempo geológico durante o qual a formação de concentrações minerais de um certo metal ou determinado bem mineral foi especialmente favorável, são ainda relativamente difíceis de serem definidas em certas regiões do Brasil, tendo em vista a implícita aplicação do conceito temporal inerente a essa noção. As dificuldades residem, sobretudo, em precisar tanto o tipo de mineralização quanto o posicionamento geocronológico das unidades geológicas hospedeiras e dos processos associados à gênese das mineralizações. Este problema é especialmente acentuado para as unidades mais antigas da história geológica.

Apesar dessas dificuldades, é possível, no estágio atual dos conhecimentos, posicionar, no tempo e no espaço, os depósitos minerais mais importantes, assim como definir os eventos tectônicos e/ou magmáticos aos quais esses depósitos são relacionados, o que pode ser atribuído aos grandes avanços ocorridos nos últimos anos no campo do conhecimento geocronológico e metalogenético das principais províncias e distritos minerais do Brasil.

Neste quadro da Fig. VII.1 observa-se que ao longo do tempo especializações regionais de determinados grupos de depósitos minerais refletem a evolução da crosta, salientando, com isso, os limites entre as unidades cronoestratigráficas e realçando a heterogeneidade da crosta primitiva e do manto.

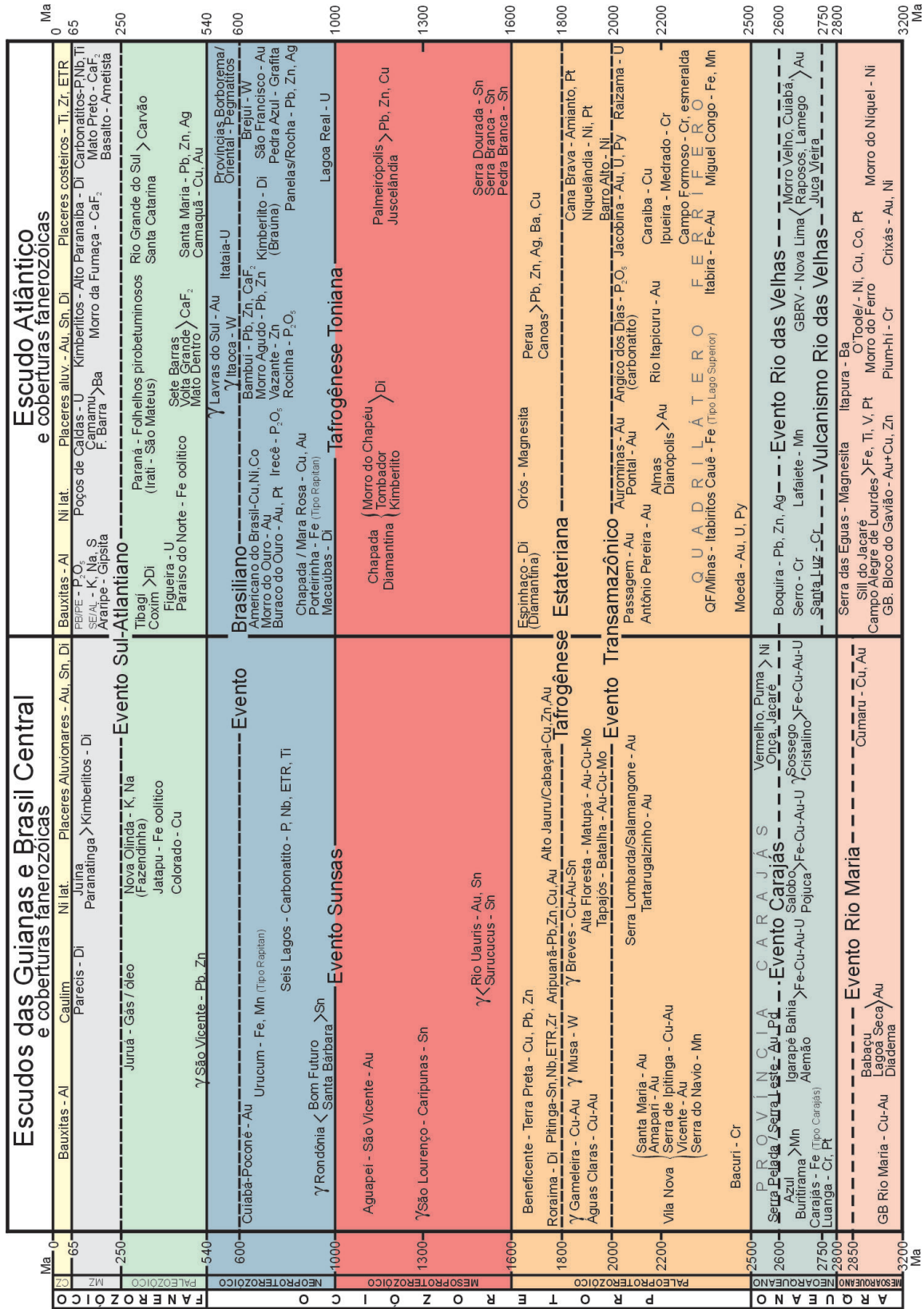


Figura VII.1 – Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogênicas do Brasil; modificado de Dardenne e Schobbenhaus (2001)

Figure VII.1 – Mineral deposits in geologic time and metallogenic epochs of Brazil; modified from Dardenne and Schobbenhaus (2001)

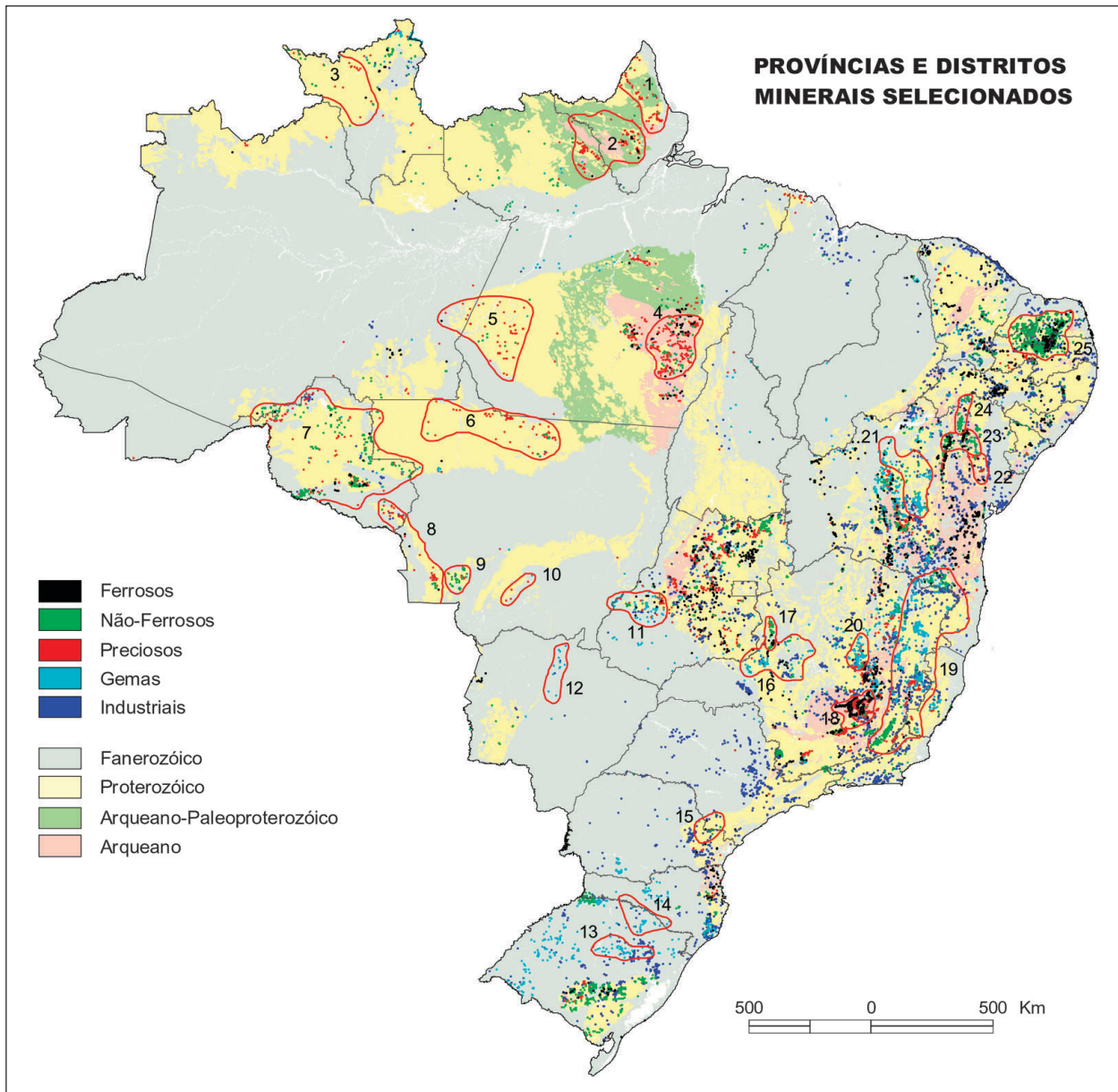


Figura VII.2 – Províncias e distritos minerais selecionados do Brasil. Fonte do mapa-base: Mapa de Recursos Minerais e Associações Metalogenéticas do Brasil, 1:2.500.000 (Bizzi *et al.* 2001)

Figure VII.2 – Selected mineral provinces and districts of Brazil. Source of the basis map: Mineral-Resource and Metallogenic-Association Map of Brazil, 1:2.500.000 (Bizzi *et al.* 2001)

Anexo da Fig. VII.2
Províncias e Distritos Minerais Selecionados

- | | | |
|--|---|-------------------------------------|
| 1. Serra Lombarda/Tartarugalzinho (Au) | 10. Cuiabá/Poconé (Au) | 19. Brasil Oriental (Li, Be, gemas) |
| 2. Vila Nova (Au, Cr) | 11. Alto Araguaia (diamante) | 20. Diamantina (diamante) |
| 3. Parima (Au, Sn) | 12. Coxim (diamante) | 21. Chapada Diamantina (diamante) |
| 4. Carajás (Fe, Mn, Au, Cu, Ni) | 13. Salto do Jacuí (ágata, ametista) | 22. Rio Itapicuru (Au) |
| 5. Tapajós (Au) | 14. Alto Uruguai/Iraí (ágata, ametista) | 23. Rio Jacurici/Campo Formoso (Cr) |
| 6. Alta Floresta/Aripuanã (Au, Zn, Pb, Cu) | 15. Vale do Ribeira (Pb, Zn, Ba, Ag) | 24. Rio Curaçá (Cu) |
| 7. Rondônia (Sn, Au) | 16. Alto Paranaíba (diamante) | 25. Seridó/Borborema (W, Nb) |
| 8. Alto Guaporé (Au) | 17. Morro Agudo/Vazante (Zn, Pb) | |
| 9. Alto Jauru (Au, Cu) | 18. Quadrilátero Ferrífero (Fe, Mn, Au) | |

Paleoarqueano a Mesoarqueano

No Paleoarqueano (3,6–3,2 Ga) ocorreu a individualização dos núcleos continentais mais antigos, cujos representantes são ainda muito esparsos e mal definidos no território brasileiro, embora alguns indícios deles tenham sido registrados nos complexos Presidente Juscelino e Mairi, Bloco Gavião e domos Sete Voltas e Boa Vista/Mata Verde, entre outros. A principal dificuldade em identificar terrenos mais antigos decorre dos retrabalhamentos sucessivos aos quais foram submetidos durante os eventos tectono-metamórficos posteriores: Rio Maria em 2,8 Ga, Rio das Velhas em 2,6 Ga, Transamazônico em 2,0 Ga e Brasileiro em 0,65 Ga.

No Mesoarqueano (3,2–2,8 Ga) registra-se a formação dos primeiros blocos continentais no Núcleo de Rio Maria e a geração dos terrenos granito-*greenstones* mais antigos: Crixás no Maciço de Goiás; Pium-hí e Morro do Ferro no Quadrilátero Ferrífero; e na porção sul do Bloco do Gavião.

Província Rio Maria

Na região sudeste do Pará, a Província Rio Maria (Dardenne e Schobbenhaus, 2000, 2001) caracteriza-se pela presença de seqüências vulcanossedimentares do tipo *Greenstone Belt*, agrupadas sob a denominação Supergrupo Andorinhas, às quais são associados pequenos depósitos de ouro do tipo *Lode* conhecidos como Diadema, Babaçu e Lagoa Seca. Esses depósitos são geralmente associados a veios de quartzo geneticamente relacionados a zonas de cisalhamento regionais desenvolvidas durante o Evento Rio Maria (2,8 Ga) e atuando como condutos para a percolação dos fluidos hidrotermais responsáveis pela mineralização aurífera (Oliveira *et al.* 1995; Huhn, 1991, 1992; Souza, 1999; Villas e Santos, 2001).

Esta mineralização é geralmente composta por finas partículas de ouro livre associadas a sulfetos como pirita predominante, junto com pirrotita, calcopirita, esfalerita e galena subordinadas, sendo acompanhadas por anomalias de Ag, Cu, Zn, As, Fe, Ni, Co e Ba. As alterações hidrotermais que acompanham a mineralização são geralmente representadas por cloritização, carbonatação (siderita), sericitização, silicificação e sulfatação. Os fluidos hidrotermais precoces apresentam inicialmente composição aquo-carbônica, baixa salinidade e temperaturas mais elevadas (400–200°C), sendo considerados geralmente de origem metamórfica. Os fluidos hidrotermais tardios mostram composição aquosa, baixa salinidade e temperaturas menos elevadas (100–200°C), sendo provavelmente de origem meteórica.

O depósito de Cumaru (Santos *et al.* 1998) encontra-se associado a uma intrusão granodiorítica de arco vulcânico intensamente cisalhada. Apresenta mineralização Au-Cu-Bi-

Mo de origem mista e foi classificado como de tipo *Lode* Porfírico.

Cráton São Francisco

No Cráton São Francisco, importantes depósitos minerais são associados aos *Greenstone Belts* do Bloco Gavião, do Bloco Sobradinho, do embasamento do Quadrilátero Ferrífero, aos *sills* máfico-ultramáficos de Rio Jacaré e Campo Alegre de Lourdes e a seqüência sedimentar-exalativa de Boquira (Fig. VI.4).

Greenstone Belt do Bloco Gavião

No Bloco Gavião, numerosos indícios de mineralizações auríferas e de metais base (Cu, Pb, Zn) são conhecidos e objetos de atividades de prospecção (Silva e Cunha, 1999). Entretanto, o único grande depósito conhecido é o de Magnesita da Serra das Éguas no GB Brumado, com reservas de 150 Mt e produção de 1,7 Mt de minério por ano, além de talco com reservas estimadas em 1 Mt e produção de 30 mil t por ano (Oliveira, 1997).

Os magnesititos do tipo *Vetsch*, intimamente associados a dolomitos e algumas intercalações de tufos e derrames ultramáficos constituem a Unidade Intermediária do GB Brumado, a qual se intercala entre a Unidade Ultramáfica Inferior e a Unidade Superior representada por quartzitos, quartzitos ferruginosos e itabiritos. O contexto paleogeográfico corresponde à invasão da zona cratônica por um golfo marinho evoluindo para uma bacia múltipla, na qual predominam condições evaporíticas conduzindo a precipitação de dolomita e magnesita e onde ocorre simultaneamente vulcanismo submarino ultramáfico. A origem do talco é associada à circulação de fluidos hidrotermais ricos em sílica nas zonas de cisalhamento, os quais reagem com a magnesita e dolomita para formar este mineral.

Outros depósitos de magnesita são conhecidos em Sento Sé (Bahia), no Bloco Sobradinho, onde são associados aos dolomitos da Unidade Castelão do Complexo Colomi (Oliveira, 1997).

Depósitos Minerais Associados aos *Greenstone Belts* Antigos do Quadrilátero Ferrífero

Na zona limítrofe entre o Cráton São Francisco e a Faixa Brasília, são encontrados depósitos de cromita (Pium-hí) e de níquel (O'Toole e Morro do Níquel) associados aos *Greenstone Belts* mais antigos do Quadrilátero Ferrífero, datados em 3,1 e 3,0 Ga, respectivamente.

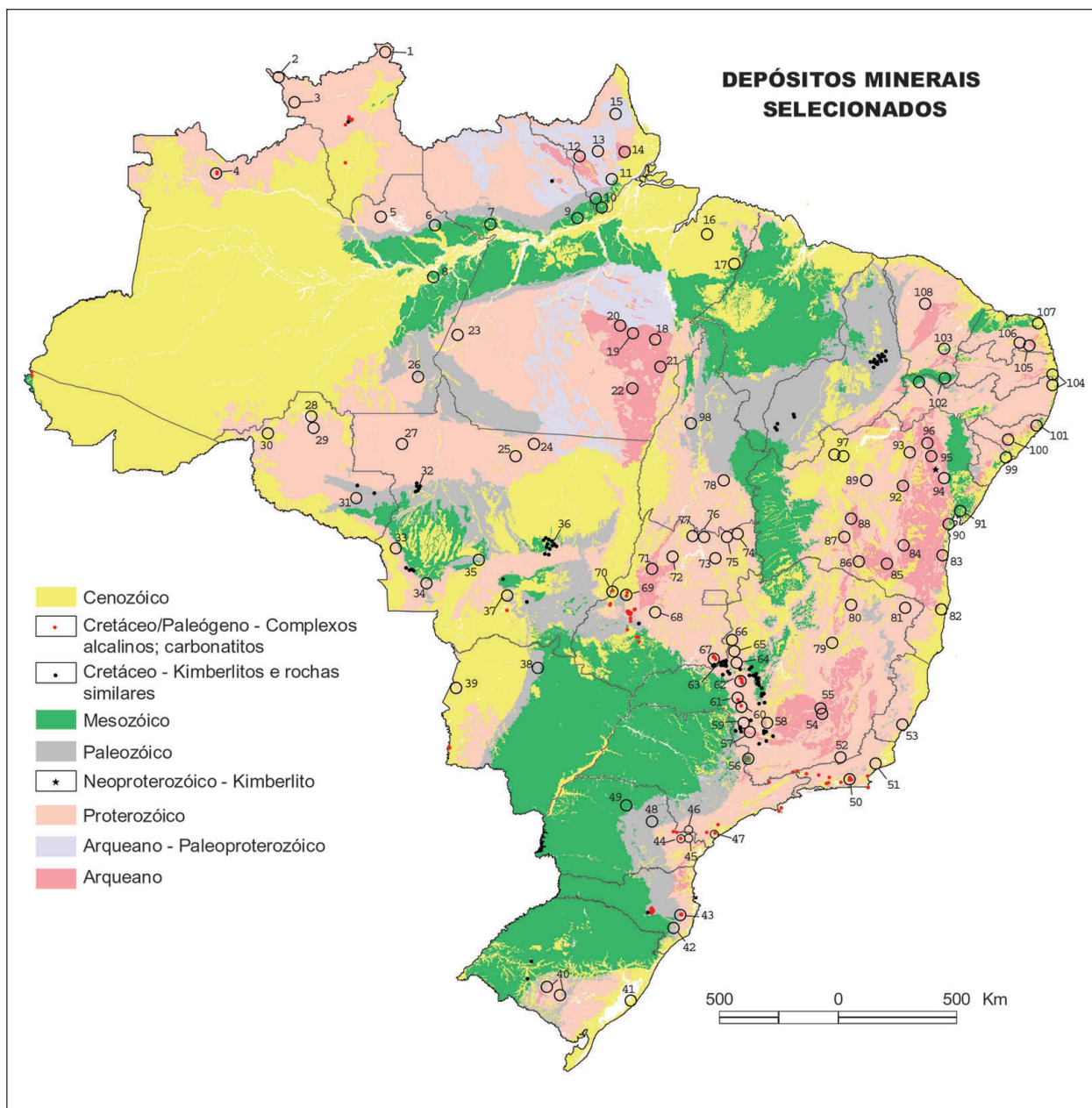


Figura VII.3 – Depósitos minerais selecionados do Brasil. Fonte do mapa-base: Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000, CPRM (Bizzi et al. 2001)

Figure VII.3 – Selected mineral deposits of Brazil. Source of the basis map: Geologic Map of Brazil, 1:2.500.000, CPRM (Bizzi et al. 2001)

O GB Morro do Ferro contém os depósitos de níquel mais importantes, os quais são denominados de Morro do Níquel, de origem laterítica e explorados desde 1962, e de O'Toole com Ni-Cu-Co-Pt sulfetado.

O depósito O'Toole é hospedado na unidade komatiítica basal que é constituída por uma sucessão de derrames komatiíticos maciços e diferenciados, com zonas basais cumuláticas e zonas superiores com textura *spinifex*, além de estruturas almofadadas e brechas de fluxos, intercaladas com sedimentos químicos tufáceos, e cobertas por uma pilha de

sedimentos e basaltos tholeiíticos. A unidade komatiítica é representada por olivina peridotito, peridotito, piroxenito e basalto, o minério apresenta-se maciço brechado, disseminado, bandado e em *stringer* (Brenner et al. 1990; Cruz et al. 1986; Teixeira et al. 1987). A mineralização consiste em pirrotita, pentlandita, calcopirita, cobaltita e EGP, sendo relacionada a um único derrame de peridotito, com o minério maciço na base e o minério disseminado na parte superior. O corpo de minério, tabular e subvertical, com extensão de 1.600 m, espessura média de 4 m e profundidade de 500, encontram-se

Anexo da Fig. VII.3

1. Roraima (diamante)
2. Rio Uauaris (Au,Sn)
3. Surucucus (Sn)
4. Seis Lagos (P, Nb, ETR,Ti)
5. Pitinga (Sn, Nb, ETR, Zr)
6. Jatapu/Urucará (Fe oolítico)
7. Trombetas (bauxita)
8. Fazendinha/Nova Olinda (K, salgema)
9. Almeirim (bauxita)
10. Morro do Felipe/Rio Jari (caulim), Mazagão (bauxita)
11. Bacuri (Cr)
12. Serra do Ipitinga (Au)
13. Serra do Navio (Mn), Amapari (Au)
14. Tartarugalzinho (Au)
15. Salamangone, Yoshidome, Labourie (Au)
16. Rio Capim (caulim)
17. Paragominas (bauxita)
18. Serra dos Carajás (Fe)
19. Igarapé Bahia, Alemão (Cu, Au)
20. Salobo (Cu, Au)
21. Babaçu/Lagoa Seca (Au)
22. Cumarú (Cu, Au)
23. Batalha (Au, Cu, Mo)
24. Matupá (Au, Cu, Mo)
25. Paraíba (Au)
26. Terra Preta (Cu, Pb, Zn)
27. Aripuanã (Pb, Zn, Cu, Au)
28. Santa Bárbara (Sn)
29. Bom Futuro (Sn)
30. São Lourenço-Caripunas (Sn)
31. Colorado (Cu)
32. Juína (diamante)
33. São Vicente (Au)
34. Alto Jauru/Cabaçal (Cu,Zn,Au)
35. Arenópolis/Nortelândia (diamante)
36. Paranatinga (diamante)
37. São Vicente (Pb, Zn)
38. Coxim (diamante)
39. Urucum (Fe, Mn)
40. Lavras do Sul (Cu, Au), Camaquã/Santa Maria (Cu, Pb, Zn, Au)
41. Bujuru (Ti)
42. Morro da Fumaça (fluorita)
43. Anitópolis (fosfato)
44. Mato Preto (fluorita)
45. Pannels/Rocha (Pb, Zn, Ag), Perau/Canoas (Pb, Zn, Ag, Ba, Cu)
46. Itaoca (W)
47. Jacupiranga (fosfato)
48. Figueira (U)
49. Tibagi (diamante)
50. Rio Bonito (fluorita)
51. São João da Barra (Ti, ETR/monazita, Zr)
52. Zona da Mata (bauxita)
53. Aracruz, Guarapari, Itapemirim (ETR/monazita, Zr)
54. Morro Velho (Au)
55. Águas Claras/Quadrilátero Ferrífero (Fe)
56. Poços de Caldas (U)
57. O'Toole/Morro do Ferro (Ni, Cu, Co, Pt)
58. Piúm-hi (Cr)
59. Morro do Níquel (Ni)
60. Tapira (fosfato, Nb, Ti)
61. Araxá (Nb, Ba, fosfato)
62. Salitre e Serra Negra (Ti, fosfato)
63. Alto Paranaíba (diamante)
64. Patos de Minas/Rocinha (fosfato)
65. Vazante e Morro Agudo (Pb, Zn)
66. Morro do Ouro/Paracatu (Au)
67. Catalão (fosfato, Nb, Ti, ETR, vermiculita)
68. Americano do Brasil/Mangabal (Cu, Ni, Co)
69. Santa Fé (Ni)
70. Morro do Engenho (Ni)
71. Crixás (Au)
72. Chapada/Mara Rosa (Cu, Au)
73. Niquelândia (Ni)
74. Serra Dourada, Serra Branca, Pedra Branca (Sn)
75. Buraco do Ouro (Au)
76. Minaçu (asbesto, Pt)
77. Palmeirópolis (Pb, Zn, Cu)
78. Almas/Dianópolis (Au)
79. Macaúbas (diamante)
80. Porteirinha (Fe)
81. Pedra Azul (grafita)
82. Porto Seguro (ETR/monazita, Zr)
83. Camamu (Ba)
84. *Sill* do Rio Jacaré (Fe, Ti, V, Pt)
85. Serra das Éguas (magnesita)
86. Lagoa Real (U)
87. Riacho de Santana (Au, Cu)
88. Boquira (Pb, Zn, Ag)
89. Irecê (fosfato)
90. Ilha de Matarandiba (salgema)
91. Fazenda Barra (Ba)
92. Jacobina/Itapura (Au, Ba)
93. Campo Formoso (Cr, esmeralda)
94. Fazenda Brasileiro (Au)
95. Medrado e Ipueira (Cr)
96. Caraiba (Cu)
97. Angico dos Dias (fosfato), Campo Alegre de Lourdes (Fe, Ti, V)
98. Paraíso do Norte (Fe oolítico)
99. Taquari-Vassouras, Santa Rosa de Lima/SE (K, salgema), Castanhal/SE (S)
100. Serrote da Lage (Cu, Ni, Co)
101. Bebedouro/AL (salgema)
102. Chapada do Araripe (gipsita)
103. Orós/José de Alencar (magnesita)
104. Recife/PE-João Pessoa/PB (fosfato)
105. São Francisco (Au)
106. Brejuí (W)
107. Mataraca (Ti, Zr)
108. Itataia (U, P₂O₅)

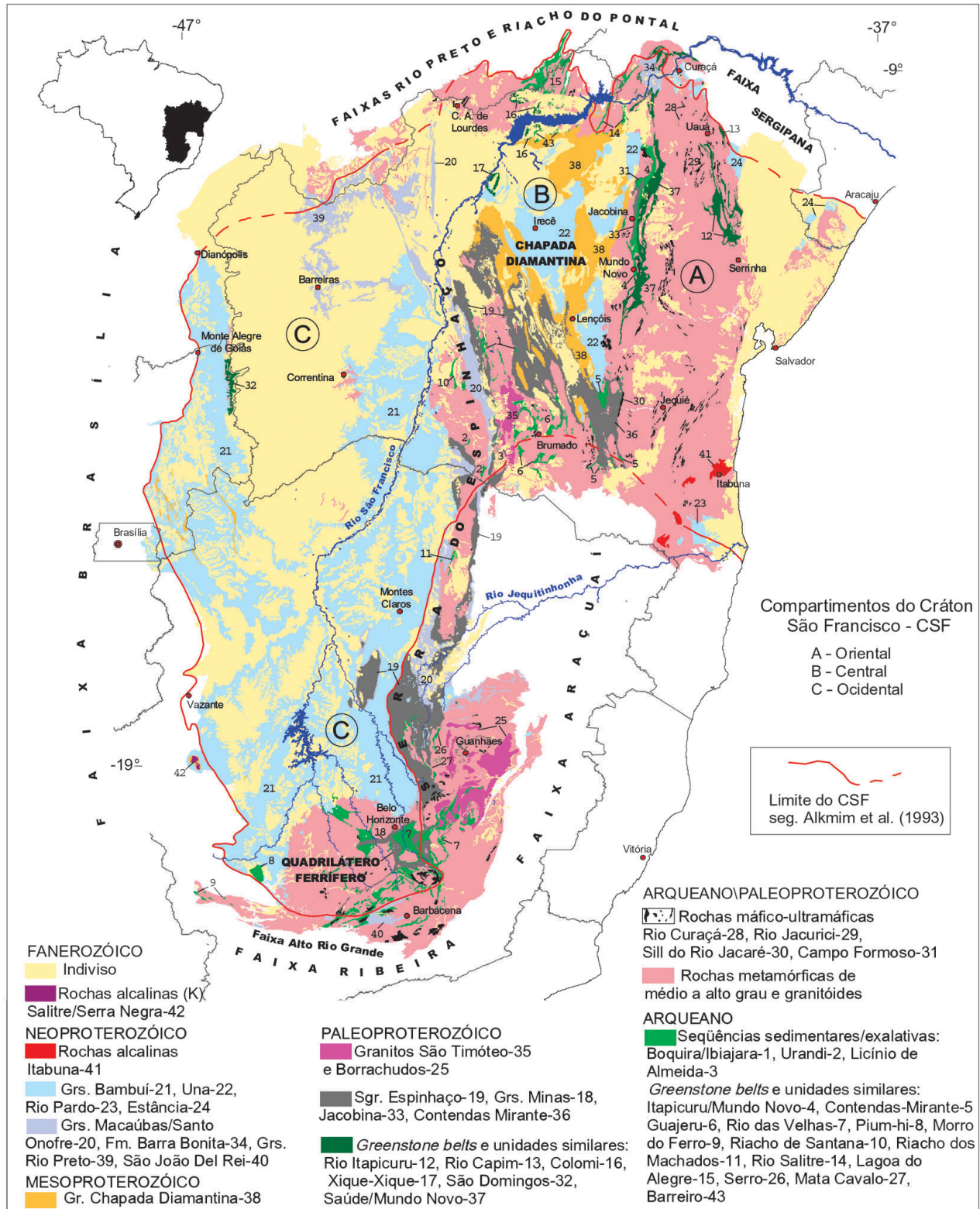


Figura VII.4 – Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco. Fonte: Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000, CPRM (Bizzi et al. 2001) com modificações

Figure VII.4 – Simplified map of the São Francisco Craton. Modified from Geologic Map of Brazil, 1:2.500.000, CPRM (Bizzi et al. 2001)

intensamente envolvido na tectônica transcorrente. As reservas foram estimadas em 6,6 Mt de minério com 2,2% Ni, 0,4%Cu, 0,005% Co e 1,2ppm EGP + Au.

Sills Máficos com Fe-Ti-V

Segundo Brito (2000), o *Sill* Rio Jacaré (SRJ), datado por Sm-Nd em 2841 ± 63 Ma, representa uma intrusão acamadada em ambiente de rifte continental na seqüência vulcanossedimentar Contendas–Mirante, a qual constitui a porção sul do Lineamento Contendas–Jacobina localizado entre os blocos Jequié e Gavião. É dividido em três zonas: i) zona inferior, representada predominantemente por gabros maciços a clinopiroxênio e plagioclásio; ii) zona de transição, composta por peridotitos, piroxenitos, magnetititos e gabros acamadados; e iii) zona superior, constituída essencialmente de gabros e piroxenitos rítmicos passando a leucogabros e anortositos. A zona inferior e a superior foram consideradas como representantes de dois fluxos de magmas enquanto a zona de transição representa a mistura de um magma residual da zona inferior com uma fração do magma da zona superior. A origem dessas zonas seria associada a injeções múltiplas, penecontemporâneas, a partir de uma ou duas câmaras magmáticas em rota de fracionamento e abastecendo o SRJ. Os depósitos Fe-Ti-V são constituídos de titanomagnetita, ilmenita e ulvoespínélio que são os minerais predominantes nos magnetititos. Os teores de vanádio da magnetita controlam o conteúdo de V_2O_5 nos magnetititos, caracterizando dois tipos de minério: i) minério de alto vanádio (Alvo A da Fazenda Gulçari) em magnetititos mostrando teores de V_2O_5 entre 2,2 e 4,5%; e ii) minério de baixo vanádio (Alvo B e Novo Amparo) em magnetititos mostrando teores de V_2O_5 entre 0,3 e 2,5%. Alguns corpos de magnetititos mostram teores anômalos de minerais do Grupo da Platina enquanto outros apresentam fracas disseminações de minerais de cobre.

No Domínio Sobradinho, ao norte do Compartimento Central, os depósitos Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes (Couto, 1989; Sampaio *et al.* 1986) apresentam corpos lenticulares de minério, hospedados em uma seqüência de gabros e noritos encaixados nos gnaisses migmatíticos regionais e compostos essencialmente por titanomagnetita e ilmenita, além de sulfetos (pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, pentlandita e arsenopirita) e titanita subordinados.

Distrito Pb-Zn de Boquira

Descoberto em 1952, o depósito de Boquira produziu entre 1959 e 1992 cerca de 650.000 t de Pb + Zn. Situado no vale do Rio Paramirim. O depósito Pb-Zn está hospedado na Formação Boquira (Fleischer e Espourteille, 1999; Espourteille e Fleischer, 1988; Carvalho *et al.* 1982, 1997a), constituída por quartzitos, anfíbolitos, mármore, *Banded Iron Formations* – BIFs e

clorita-granada-biotita xistos que passam transicionalmente aos gnaisses e migmatitos do Bloco Paramirim. Tal Formação Boquira, que é intrudida por granitos e pegmatitos, desaparece em direção a NW sob a cobertura paleo-mesoproterozóica do Espinhaço Setentrional. Os horizontes mineralizados, intensamente dobrados e afetados por zonas de cisalhamento, mostram um bandamento característico e aparecem sob as fácies de quartzo-magnetita, silicato-magnetita e carbonato-silicato anfíbolitos. A mineralização, datada em 2,7 Ga por Pb-Pb sobre galena, é composta essencialmente de galena rica em prata ($Ag \cong 260g/t$) e de esfalerita, associadas à pirita e calcopirita subordinadas. Perto da superfície, esta mineralização encontra-se afetada pelo intemperismo (até 20 m), com a formação de minério oxidado representado por cerussita, smithsonita, limonita e anglesita, além de piromorfita, hemimorfita, hidrozincita, crisocola, bornita, covelita, malaquita e azurita, em proporções menores.

O caráter estratiforme da mineralização, intimamente associada ao bandamento primário das formações ferríferas bandadas, bem como a ausência de vulcanismo associado, sugerem uma origem sedimentar-exalativa para a mineralização (Misi *et al.* 1996, 1999).

Depósitos Minerais Associados aos Greenstone Belts do Maciço de Goiás

Nos terrenos arqueanos do Maciço Goiás, destacam-se as seqüências vulcanossedimentares do tipo *greenstone belt*: Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Goiás Velho que são preservadas em sinformas alongadas isoladas por núcleos do complexo granito-gnáissico denominados Anta, Hidrolina, Itaporanga, Caiamar e Uvá (Jost e Fortes, 2001) e que foram afetadas pelos eventos tectono-metamórficos do final do Arqueano (2,6 Ga), do Paleoproterozóico (2,0 Ga) e do Neoproterozóico (0,6 Ga).

No âmbito do Maciço de Goiás, os principais depósitos minerais são relacionados aos *greenstone belts*:

- Depósitos de ouro da Mina III, Mina Nova, Meia Pataca/Pompex, Mina Inglesa no GB Crixás; Maria Lázara e Caiamar no GB Guarinos; Cachoeira do Gogó no GB Pilar de Goiás; e Sertão no GB Goiás Velho.
- Ocorrência de níquel sulfetado em Boa Vista no GB Crixás, associado a um derrame komatiítico (Costa Jr. *et al.* 1997).

Os principais depósitos de ouro Mina III/Mina Nova (65 t Au), associados ao GB Crixás e explorados desde 1990 em mina subterrânea com uma produção anual da ordem de 4,5t Au (Yamaoka e Araújo, 1988) são encontrados na base dos metassedimentos da Formação Ribeirão das Antas, perto do contato com as metavulcânicas máficas da Formação Rio Vermelho. Os principais controles dos corpos de minério são

estruturais por meio de falhas de cavalgamento e de transcorrência. Três tipos diferentes de mineralização foram evidenciados (Yamaoka e Araújo, 1988; Jost e Fortes, 2001; Fortes *et al.* 2001): i) mineralização de sulfetos maciços na forma de lentes alongadas segundo a lineação de estiramento substituindo BIFs ricos em magnetita, contendo pirrotita e/ou arsenopirita dominantes; magnetita, ilmenita e calcopirita acessórios; e rara ganga de finos cristais de quartzo, plagioclásio, carbonato, sericita, biotita, epidoto e rutilo; ii) mineralização de veio de quartzo, contínuo e concordante com a foliação regional, composta de pirrotita, arsenopirita, mica branca, material carbonoso, carbonato, plagioclásio e clorita; e iii) mineralização disseminada principalmente em xistos carbonosos com sulfetos disseminados (arsenopirita) e vênulas de quartzo. Em todos os casos, o ouro aparece na forma de finas partículas de 5 a 10 μm de diâmetro em inclusões nos sulfetos, no quartzo e no material carbonoso.

Intensa alteração hidrotermal acompanha os diferentes tipos de mineralização, incluindo cloritização, carbonatização, sericitização, silicificação e sulfetação.

Segundo Thomson e Fyfe (1990) e Fortes *et al.* (1997), a mineralização aurífera é associada ao processo de alteração hidrotermal, representada pelos muscovita xistos e desenvolvida na zona de cisalhamento após o pico do metamorfismo Brasileiro, tendo sido datada em 500 ± 5 Ma por K-Ar e Ar-Ar. A admissão dessa hipótese desvincula totalmente a origem da mineralização aurífera do seu contexto geológico, isto é, da seqüência vulcanossedimentar de tipo *greenstone belt* de Crixás. Uma outra possibilidade consiste em admitir que a intensidade do metamorfismo Brasileiro provocou um completo reequilíbrio das paragêneses geradas nos eventos metamórficos anteriores.

Neo-Arqueano

No Neo-Arqueano (2,8–2,5 Ga), encontram-se grandes depósitos minerais distribuídos em dois núcleos distintos: a Província Mineral de Carajás (Fig. VII.5) no Cráton Amazonas e a Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero (Fig. VII.6) no Cráton São Francisco, cada uma delas apresentando uma metalogenia peculiar e específica.

Província Mineral de Carajás

Após a individualização e deformação das seqüências *greenstone belts*, bem como do plutonismo associado na região de Rio Maria, considera-se a existência de uma crosta siálica, já consolidada em volta de 2,8 Ga, sobre a qual se deposita em ambiente rifte a seqüência vulcanossedimentar do Grupo Grão

Pará, datada em 2,76 Ga por U-Pb sobre zircão (Machado *et al.* 1991; Gibbs *et al.* 1986; Wirth *et al.* 1986). Ao Grupo Grão Pará são correlacionadas as seqüências vulcanossedimentares dos Grupos Rio Novo, Igarapé Bahia, Pojuca e Salobo (Dardenne *et al.* 1988). Contemporâneas ao vulcanismo Grão Pará ocorreram intrusões de corpos máfico-ultramáficos diferenciados, o mais expressivo sendo conhecido sob a denominação de Complexo Luanga, datado em 2,76 Ga. Diversas gerações de granitos intrusivos arqueanos afetaram as seqüências vulcanossedimentares Grão Pará e correlatas, sendo conhecidos como Estrela, *Old Salobo*, etc.

Sobre as seqüências vulcanossedimentares arqueanas Grão Pará e correlatas, deposita-se em discordância erosiva e angular a seqüência sedimentar do Grupo Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995), cuja idade de 2,645 Ga foi determinada indiretamente a partir de datações de zircões detriticos e de diques máficos que cortam esse grupo (Dias, 1996).

No final do Arqueano/início do Paleoproterozóico, uma fase de distensão regional é caracterizada pelas intrusões de complexos máfico-ultramáficos diferenciados orientados nordeste, conhecidos sob as denominações Vermelho, Onça, Jacaré, Jacarezinho, etc. Os diques e *sills* de diabásio e gabro que afetam amplamente a Província Carajás são provavelmente contemporâneos dessa fase.

Os Depósitos de Ferro de Carajás

Os enormes depósitos de ferro da Serra dos Carajás são associados à seqüência vulcanossedimentar do Grupo Grão Pará descrita inicialmente por Tolbert *et al.* (1971) e Beisiegel *et al.* (1973) como constituída de três unidades: i) Unidade vulcânica máfica inferior, denominada Formação Paraupebas; ii) Unidade de jaspilitos intermediária, denominada Formação Carajás; e iii) Unidade vulcânica máfica superior. *Sills* e diques de rochas máficas a intermediárias são intrusivos nas três unidades definidas.

Ao longo da Serra dos Carajás, o Grupo Grão Pará é dividido em três segmentos: Serra Norte, Serra Leste e Serra Sul, onde o grau de metamorfismo varia sensivelmente, sendo nitidamente mais elevado na Serra Sul. Neste último segmento, a influência da zona de cisalhamento de alto ângulo provocou a completa recristalização dos jaspilitos, conduzindo à formação de verdadeiros itabiritos.

O desenvolvimento atual da mineração a céu aberto do enorme depósito de ferro de Carajás interessa principalmente aos corpos N4 e N8, onde o metamorfismo é ausente e limitado a zonas de cisalhamento locais. Nessas áreas, o protominério é constituído por uma camada de jaspilitos, com espessura variando entre 100 e 400 m, totalmente preservados, que foram descritos por Meirelles (1986) e Meirelles e Dardenne (1993). A característica mais marcante desses jaspilitos é a presença de bandas alternadas de minerais de ferro (hematita

PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

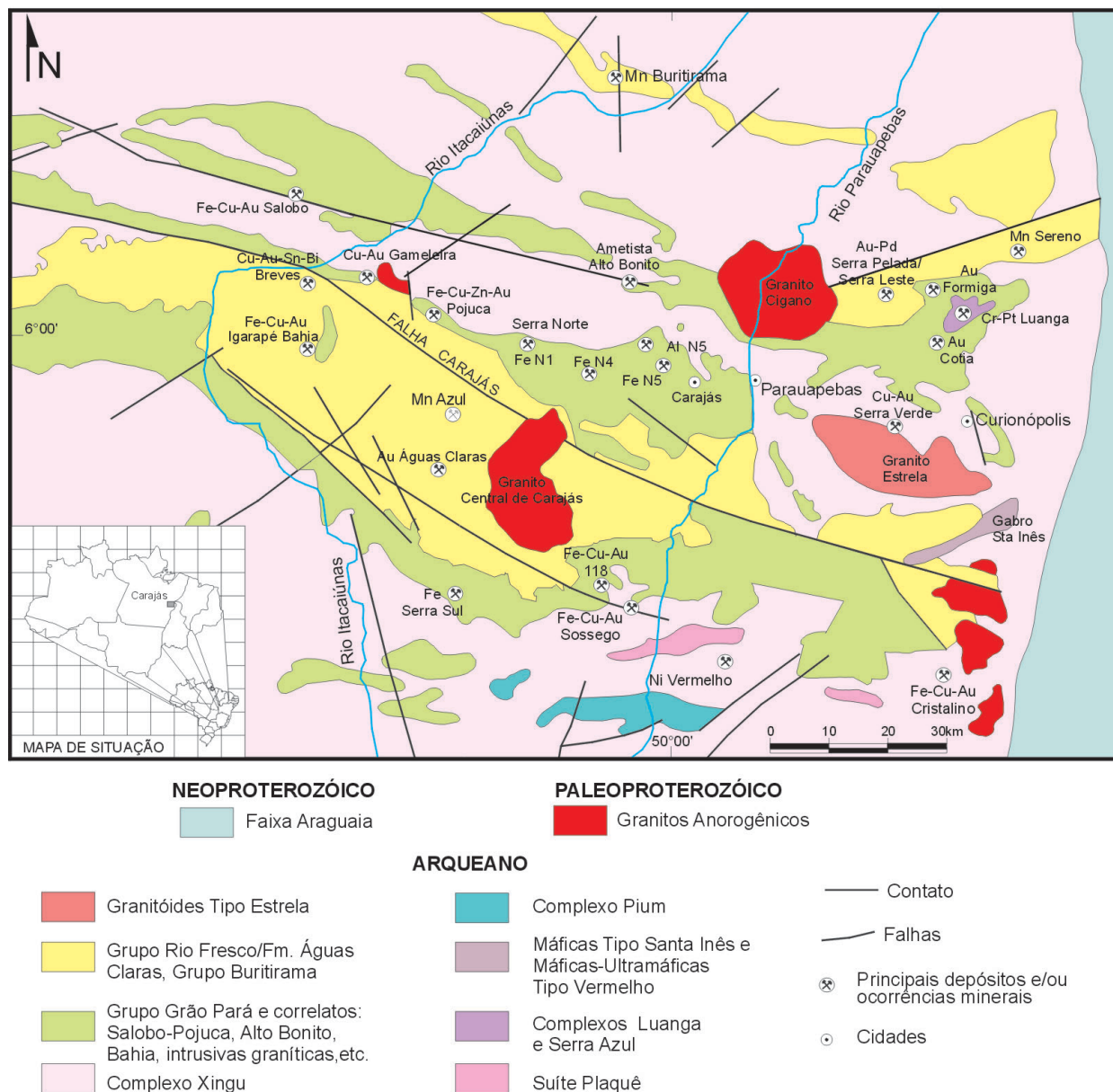


Figura VII.5 – Mapa geológico simplificado da Província Carajás. Fontes: DOCEGEO (1988), Souza (1994) e Lindenmayer *et al.* (1998)

Figure VII.5 – Simplified geologic map of the Carajás Province. Sources: DOCEGEO (1988), Souza (1994) and Lindenmayer *et al.* (1998)

e magnetita) e de jaspe (SiO_2), as quais definem macroscopicamente mesobandas com espessuras respectivas 2–30 mm e 2–40 mm. Ao microscópio, observam-se microbandas com espessuras inferiores a 1 mm. Este bandamento, que predomina amplamente, evidencia uma precipitação rítmica em condições tranquilas, refletindo as flutuações químicas das soluções mineralizantes. Estruturas sin-sedimentares do tipo *scour and fill* são comuns nos jaspilitos dos corpos N4 e N8, formando pequenas calhas ou canais de

erosão preenchidos por fragmentos de *chert* e/ou banda ferruginosa. Nota-se também a presença freqüente de esferulitos (Φ entre 0,01 e 0,05 mm) que mostram um núcleo arredondado de hematita, o qual é circundado por uma auréola de sílica microcristalina. Tais estruturas, descritas inicialmente por Meilhes (1986) e, posteriormente, por Macambira e Silva (1995) são interpretadas como possíveis relictos de microfósseis (bactérias) capazes de precipitar a sílica biologicamente. Outra opção consiste em microconcreções de origem puramente

química. Nesses jaspilitos, destacam-se feições diagenéticas sin a pós-deposicionais, anteriores à litificação completa do sedimento, como fenômenos de *slumping* com desenvolvimento de brechas intraformacionais a partir de um material plástico, nódulos e vênulas de desidratação (*quick-sand*) sob efeito da pressão da sobrecarga sedimentar (Meirelles, 1986; Meirelles e Dardenne, 1993).

As mesobandas silicosas são compostas por sílica cripto-cristalina, ligeiramente recristalizada em calcedônia e quartzo, colorida em diversas tonalidades de vermelho em função da disseminação de uma fina poeira de hematita. As mesobandas hematíticas são constituídas essencialmente por uma hematita muito fina, com proporções subordinadas de sílica disseminada, e de cristais euédricos maiores de magnetita.

As mesobandas magnetíticas são geralmente lenticulares, sendo compostas essencialmente por cristais octaédricos coalescidos de magnetita (textura glomeroporfirítica) com quantidade subordinada de sílica recristalizada. Localmente, observam-se inclusões de hematita nos cristais de magnetita. Geralmente esses cristais de magnetita encontram-se total ou parcialmente martitizados, e as lamelas de substituição da hematita crescem a partir das bordas dos cristais de magnetita. Finos cristais subédricos de pirita ocorrem aleatoriamente dispersos tanto nas mesobandas silicosas como ferruginosas.

A presença de dolomita na base dos jaspilitos é assinalada por Tolbert *et al.* (1971), Teixeira (1994) e Macambira *et al.* (1999). Esse carbonato apresenta feições características de substituição e deve pertencer a uma fase hidrotermal rica em CO₂ posterior à formação dos jaspilitos segundo os dados isotópicos do carbono e oxigênio obtidos por Sial *et al.* (1999).

O estudo geoquímico dos jaspilitos da Serra dos Carajás (Meirelles, 1986; Meirelles e Dardenne, 1993) mostra:

- teores muito baixos em alumínio, elementos alcalinos e alcalino-terrosos;
- pequenas anomalias de V, Ti, Cu e Zn, com valores intermediários entre os registrados para os BIFs de tipo Lago Superior e de tipo Algoma;
- uma ligeira anomalia positiva em európio;
- um espectro de distribuição das terras raras muito semelhante ao espectro observado para as vulcânicas máficas da unidade inferior, notando-se um ligeiro enriquecimento em ETRP.

Em razão desses dados, a origem dos jaspilitos da Serra dos Carajás é relacionada à precipitação química de bandas silicosas e ferruginosas, a partir de fluidos hidrotermais oriundos da lixiviação dos basaltos pelas circulações convectivas da água do mar infiltrada em profundidade nas fraturas geradas pelo rifteamento. Neste sentido, o depósito de ferro de Carajás distingue-se nitidamente do tipo Lago Superior pelo seu acentuado caráter vulcanogênico. Entretanto, ele não é considerado do tipo Algoma em função da natureza

oxidada dos minerais de ferro, hematita e magnetita, bem como das características geoquímicas já relatadas. Conseqüentemente, o depósito de ferro é classificado como de tipo Carajás (Meirelles, 1986; Hoppe *et al.* 1987; Hoppe e Schobbenhaus, 1990; Meirelles e Dardenne, 1993). Internacionalmente, os depósitos que se assemelham mais ao tipo Carajás são os de Hamersley na Austrália (Trendall, 1983; Morris e Horwitz, 1983; Harmsworth *et al.* 1990).

O minério de ferro atualmente explorado em Carajás foi originado a partir da atuação dos mecanismos de alteração laterítica que provocaram essencialmente uma dessilicificação (lixiviação supergênica da sílica) dos jaspilitos e uma concentração residual da hematita. Na porção superior do perfil de alteração, observa-se também a transformação da hematita e da magnetita originais em goethita pulverulenta, a qual é freqüentemente contaminada pelo fósforo de origem orgânica. A espessura da zona de alteração varia entre 100 e 150 m.

A produção atual da jazida de Carajás é da ordem de 54 Mt/ano de minério com teor médio de 60,9% Fe. As reservas totais foram estimadas como superiores a 18 bilhões t de minério com teores entre 60 e 67% Fe. No depósito N4E, as reservas mineráveis foram calculadas em cerca de 1,251 bilhões t de minério com teor médio de 60,9% Fe (Coelho, 1986).

Depósitos de Cromita/EGP do Complexo de Luanga

Contemporâneas às vulcânicas Grão Pará ocorrem as intrusões de corpos máfico-ultramáficos diferenciados na seqüência vulcanossedimentar Rio Novo. O Complexo de Luanga (2,76 Ga) é constituído de dunitos e peridotitos na base, gradando para ortopiroxenitos com níveis de cromititos associados e transicionando para noritos e leucogabros (Suita, 1988, 1996; Suita e Nilson, 1991). As rochas hospedeiras dos cromititos são ortopiroxenitos (bronzitos), peridotitos (harzburgitos) e noritos. Os corpos de cromititos formam camadas onduladas de 1,10 a 1,20 m de espessura. O minério apresenta-se na forma maciça e disseminada com cromita zonada mostrando um núcleo rico em Cr e Al e uma borda enriquecida em Fe em função do metamorfismo. Segundo Suita (1996), os cromititos maciços são anômalos em EGP com teores atingindo até 3,23 g/t de EGP + Au e 3,0 g/t de Pt + Au. Os minerais mais comuns são arsenietos (PtAs e PtAs₂), ligas metálicas (Pt-Pd, Pt-Rh e Pt-Cu), metais nativos (Pt e Pd) e raros sulfetos. Esses minerais, com formas anédricas a subédricas, ocorrem inclusos na cromita e englobados em silicatos serpentinizados e disseminados na ganga em associação com sulfetos (pirrotita, calcopirita, marcassita e pirita) e mais raramente com arsenietos de níquel.

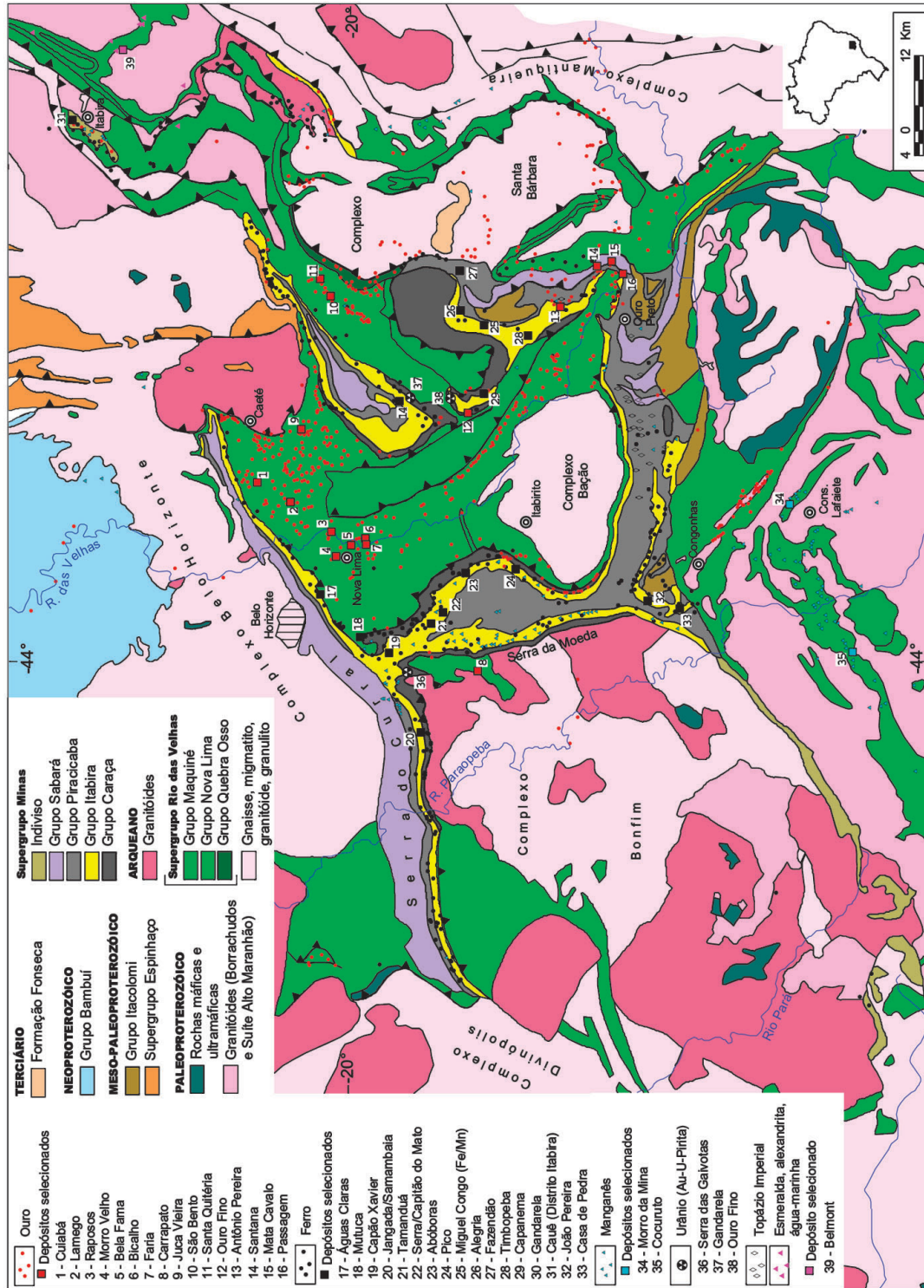


Figura VII.6 – Mapa geológico e depósitos minerais do Quadrilátero Ferrífero. Fontes: Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000; Mapa de Recursos Minerais e Associações Metalogênicas do Brasil, 1:2.500.000; Mapa de Recursos Minerais Industriais e Energéticos do Brasil, 1:2.500.000, CPRM (Bizzi et al. 2001)

Figure VII.6 – Geologic map and mineral deposits of the Quadrilátero Ferrífero. Sources: Geologic Map of Brazil, 1:2.500.000; Mineral-Resource and Metallogenic-Association Map of Brazil, 1:2.500.000; Energy and Industrial-Mineral Resource Map of Brazil, 1:2.500.000, CPRM (Bizzi et al. 2001)

Depósitos Fe-Cu-Au-U-ETR

Segundo Tallarico (2002) os depósitos Fe-Cu-Au-U-ETR da Província Carajás são depósitos de grande porte com reservas superiores a 200 Mt de minério. São associados à alteração hidrotermal, caracterizada por magnetita, siderita, Fe-clorita, a qual é relacionada às intrusões graníticas datadas em 2,57 Ga. Os fluidos hidrotermais magmáticos são oxidados com alta fO_2 (magnetita), pobres em enxofre em função da paragênese dominante – calcopirita + bornita + calcocita – e ricos em cloro (ferrospiromelita, escapolita, Cl-apatita) e flúor (fluorita). Mostram anomalias em urânio e elementos de terras raras. São pobres em quartzo. Nos corpos de minério, as brechas hidrotermais com matriz mineralizada são de freqüentes a predominantes.

A comparação desses depósitos com os do tipo Fe-Cu-Au-U-ETR (Hitzman *et al.* 1992) foi feita inicialmente por Huhn e Nascimento (1997).

Depósitos Fe-Cu-Au Igarapé Bahia e Alemão

Os depósitos Igarapé Bahia e Alemão constituem praticamente um único conjunto mineralizado, o depósito Alemão representando uma extensão não-aflorante do depósito Igarapé Bahia, descoberto por geofísica (Soares *et al.* 1999; Barreira *et al.* 1999; Lindenmayer *et al.* 1998; Villas *et al.* 2001; Tazava e Oliveira, 2000; Ronze *et al.* 2000). Esses depósitos encontram-se hospedados na seqüência vulcanossedimentar Igarapé Bahia que é constituída predominantemente de rochas vulcânicas e piroclásticas na porção basal (Formação Groto do Vizinho) e de rochas piroclásticas, epiclásticas e clásticas finas na sua porção superior (Formação Sumidouro). Essa seqüência vulcanossedimentar verticalizada é recoberta em discordância pelas rochas sedimentares (conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos) da Formação Águas Claras, o conjunto sendo intrudido por *sills* e diques de quartzo diorito granofírico, gabro e diabásio.

Os corpos de minério verticalizados, que ocorrem numa janela estrutural circundada pelos arenitos Águas Claras e desenham uma estrutura semi-circular, são representados por brechas mineralizadas localizadas no contato entre as duas formações da seqüência vulcanossedimentar, às vezes sublinhado pelas intrusões de *sill* de quartzo diorito granofírico.

As brechas mineralizadas em Au-Cu são polimiticas e formadas por fragmentos angulosos das rochas encaixantes e de formações ferríferas ricas em magnetita e quartzo, sendo classificadas em função da mineralogia dominante na matriz: magnetita, clorita e siderita.

As brechas ricas em magnetita, que predominam no Depósito Alemão, possuem uma matriz granular de magnetita euédrica a subédrica cimentada por calcopirita e bornita, junto com quantidades menores de grunerita, actinolita, minesotaita, biotita, stilpnomelano, K-feldspato, turmalina, fluorita, siderita, ankerita e uraninita.

As brechas ricas em Fe-clorita e siderita possuem praticamente a mesma mineralogia, a denominação sendo função do mineral predominante na matriz que é fina e composta por Fe-clorita, siderita, magnetita, calcopirita e alguma turmalina.

Os minerais em traços nas brechas são representados por molibdenita, galena, cobaltita, hessita, altaita, cassiterita, ferberita, scheelita, uraninita, pirita, bastnaesita, allanita, monazita, apatita e fluorita além de ferropirosmalita e escapolita.

A cloritização constitui a alteração hidrotermal mais generalizada tanto nas brechas mineralizadas onde aparece na forma Fe-clorita em associação paragenética com siderita e magnetita, como nas rochas encaixantes hidrotermalizadas onde predomina Mg-clorita em associação com calcita, dolomita e quartzo. As temperaturas de formação da clorita variam entre 313°C e 375°C nos diversos tipos de rochas e minérios existentes na área.

Veios discordantes cortam as brechas mineralizadas e a seqüência hospedeira encaixante: i) calcita + calcopirita + fluorita + estilpnomelano; ii) ankerita + calcopirita + ouro; iii) siderita + calcita + clorita + calcopirita; e iv) calcopirita + biotita + K-feldspato + turmalina + ETR – minerais.

Assimila-se também à existência de mineralização disseminada *strata-bound* ocorrendo nas rochas encaixantes na forma de vênulas, preenchidas por quartzo-calcita-calcopirita, lentes e nódulos de calcopirita-pirita associadas a clorita além de formações ferríferas bandadas compostas por fluorita, magnetita e calcopirita (Ferreira Filho, 1985; Ferreira Filho e Danni, 1985).

A mineralização hipógena de cobre, que aparece abaixo de 200 m de profundidade, é composta fundamentalmente por calcopirita, às vezes intercrescida com bornita nas brechas com magnetita, indicando um estado de oxidação mais elevado do fluido mineralizante. É associada ao ouro que ocorre como finas partículas (5–20 μm) inclusas na calcopirita, na magnetita e nos minerais da matriz como siderita, quartzo e clorita. O ouro contém até 12% Ag, hessita e argentita. No depósito Igarapé Bahia, essa mineralização hipógena apresenta reservas da ordem de 219 Mt de minério com 1,4% Cu e 0,86 g/t Au. No Depósito Alemão, as reservas foram calculadas em 170 Mt de minério com 1,5% Cu e 0,82 g/t Au.

Essa mineralização hipógena foi datada em 2575 \pm 12 Ma por Tallarico *et al.* (2001) por Pb-Pb sobre monazita fina em equilíbrio com magnetita e calcopirita. No depósito Igarapé Bahia, o perfil de alteração supergênica atinge uma espessura da ordem de 200 m (Angelica *et al.* 1996; Costa, 1997; Costa *et al.* 1996; Tallarico *et al.* 2001; Zang e Fyfe, 1993), dando origem a um minério laterítico rico em ouro que foi explorado ao ritmo de 11 t Au/ano.

Distinguem-se: i) uma zona de oxidação entre 0 e 150 m, constituindo um *gossan* formado principalmente por goethita,

hematita, gibbsita, caolinita com traços de minerais secundários de cobre e de fosfatos ricos em ETR (florencita, crandalita, rhabdofano). Este minério oxidado representou 15 Mt com 5 g/t Au; ii) uma zona de transição entre 150 e 200 m com 9,5 Mt de minério com 2,5 g/t Au e 3,83% Cu, onde as soluções supergênicas precipitam o cobre na forma de cobre nativo, calcosita, digenita, cuprita, malaquita, azurita e pseudomalaquita, junto com goethita e hematita; e iii) minério hipógeno abaixo de 200 m.

Os fluidos mineralizantes, que deram origem à mineralização hipógena, foram considerados ácidos e oxidantes com alta fO_2 , além de ricos em CO_2 em função do equilíbrio siderita-magnetita-calcopirita, e o transporte do cobre e do ouro sendo realizado por complexos de cloro e eventualmente flúor. As inclusões fluidas (Almada e Villas, 1999; Lindenmayer *et al.* 1998) são de três tipos: aquosas, aquo-carbônicas e carbônicas. As temperaturas de homogeneização indicam dois grupos de inclusões: i) entre 150–430°C com salinidade elevada até 40% eq. peso NaCl; e ii) entre 100–150°C com salinidade baixa vizinha de 10% eq. peso NaCl.

Os carbonatos (siderita) das brechas mineralizadas e dos veios mostram razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ fortemente radiogênicas (0,714 e 0,755), demonstrando contaminação crustal dos fluidos magmáticos. Os dados isotópicos obtidos sobre os mesmos carbonatos das brechas mineralizadas (siderita e calcita) por Oliveira *et al.* (1998) e Tazava (1999), com valores de $\delta^{13}C$ negativas compreendidas entre -9,3 e -5,8‰, indicam uma fonte magmática profunda dos fluidos mineralizantes, enquanto a variação relativa dos valores de $\delta^{18}O$ entre 0,7 e 9,4‰ favorece a mistura desses fluidos magmáticos com águas meteóricas.

Do ponto de vista geoquímico, as brechas mineralizadas mostram anomalias de Fe, Cu, U, Au, Ag, Ba, F, P, Zn, Mo e ETRL (particularmente La e Ce). Essas anomalias se repetem em concentrações distintas nas rochas vulcânicas encaixantes e nos diques de quartzo diorito, refletindo a atividade hidrotermal (Tallarico *et al.* 2001).

Depósito Fe-Cu-Zn-Au de Pojuca

Situada na borda norte da Serra dos Carajás, a seqüência vulcanossedimentar de Pojuca, que hospeda o depósito Cu-Zn-Au, é constituída por um espesso pacote de ortoanfibolitos intercalados por um horizonte de BIF e sobreposto por uma unidade de metarenitos e metassiltitos, com o conjunto sendo cortado por *sills* e diques de metagabros e metadiabásios (Farias *et al.* 1984; Medeiros Neto e Villas, 1985; Medeiros Neto, 1986). Esta seqüência vulcanossedimentar é intrudida em 1,88 Ga pelo granito anorogênico Pojuca. Segundo os pesquisadores antes citados, o depósito apresenta dois tipos de mineralizações:

- a) Mineralização associada à Formação Ferrífera: ocorre na forma de sulfetos bandados e disseminados, de

sulfetos maciços e de brechas silicosas. Embora tenha sido descrita como estratiforme de origem vulcanossedimentar (Medeiros Neto e Villas, 1985), a mineralização associada às brechas silicosas lembra muito as brechas hidráulicas de origem hidrotermal descritas no Igarapé Bahia; e

- b) Mineralização associada a veios hidrotermais de natureza quartzo-feldspática: corta todas as litologias da seqüência vulcanossedimentar e é acompanhada por alteração propilítica simétrica em relação ao eixo dos veios. Os principais minerais são: quartzo, ouro, fluorita, calcita, turmalina, albita e microclínio juntos com calcopirita, pirrotita, esfalerita e bornita, além de molibdenita, ilmenita, pirita, marcassita, cobaltita, hematita, mackinavita, cubanita e pentlandita. Esses veios quartzo-feldspáticos parecem corresponder às remobilizações originadas pela intrusão do granito anorogênico Pojuca, em 1,88 Ga (Medeiros Neto, 1986). Nas imediações do granito Pojuca, o mesmo tipo de mineralização tem sido descrito e relacionado à intrusão do granito Gameleira, datado em 1,88 Ga (Pimentel e Lindenmayer, informação verbal).

Depósito Fe-Cu-Au-U-ETR de Salobo

Descoberto pela DOCEGEO em 1977, o depósito de Salobo (Villas e Santos, 2001; Farias e Sauesserig, 1982) situa-se 30 km ao norte da Serra dos Carajás, na extremidade oeste do sistema transcorrente Cinzento, geralmente com movimento sinistral, orientado WNW-ESE. Está hospedado na seqüência vulcanossedimentar Salobo, datada em 2761 ± 3 Ma, que recobre discordantemente os gnáisses trondjemíticos do embasamento e se encontra verticalizada com mergulho alto para SW. A seqüência é constituída por quartzitos, anfíbolitos, metagrauvacas, BIFs estereis e magnetititos maciços ou foliados aos quais está associada a mineralização cupro-aurífera. É intrudida por dois granitóides distintos: i) um granito antigo, deformado, foliado e milonitizado, denominado *Old Salobo Granito* (OSG), datado em 2573 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1991). Esse granito, de médio a grosso, é composto por K-feldspato, oligoclásio, quartzo, augita, hornblenda, clorita e magnetita, sendo classificado como peralcalino e metaluminoso e considerado sintectônico; e ii) um granito jovem homogêneo, não-deformado, intrusivo na forma de dique datado em 1,88 Ga, classificado como quartzo sienito porfirítico e considerado como pós-tectônico.

As rochas que compõem o Grupo Salobo têm sido metamorfizadas na fácies anfíbolito superior, sucedida por intensa alteração hidrotermal potássica compatível com a fácies anfíbolito, na forma de K-feldspato e biotita, e seguida por cloritização generalizada em temperaturas mais baixas de fácies xisto verde (Lindenmayer, 1990; Lindenmayer e Teixeira, 1999). O depósito de Salobo, conhecido por extensão superior a 4.000 m, largura de 100 a 600 m e até profundidade

de 750 m, compreende quatro corpos mineralizados (A, B, C e D) que contêm reservas da ordem de 789 Mt de minério com 0,96% Cu e 0,52 g/t Au (Souza e Vieira, 2000). Os corpos de minério encontram-se associados aos magnetitos de origem hidrotermal que se podem apresentar com aspecto maciço, foliado ou xistoso. O enriquecimento em FeO é contemporâneo da alteração potássica e ocorre preferencialmente nas meta-grauvacas, traduzindo-se pela associação magnetita, grunerita, almandina e biotita. As áreas afetadas pelo metassomatismo Fe-K mais intenso hospedam a mineralização Cu-Au que é representada pela associação bornita-calcopirita e calcita, a qual sucede a formação da magnetita (Requia e Fontboté, 2000). A paragéneses mineral compreende ainda fluorita, apatita, allanita, zircão, saflorita, cobaltita, ilmenita, uraninita e molibdenita, que refletem as anomalias geoquímicas registradas em F, Ag, Co, As, Mo, U, e ETR. A ausência de sulfetos de ferro como pirita e pirrotita sugere um fluido hidrotermal oxidado relativamente pobre em enxofre. O ouro ocorre na forma de partículas submicroscópicas ($< 0,1 \mu\text{m}$) a microscópicas (5–12 μm) inclusas em grãos de magnetita, calcopirita, cobaltita e saflorita ou nos espaços intergranulares entre os cristais de magnetita e calcopirita. O ouro livre contém concentrações de cobre (6,98 a 10,82%) além de quantidades subordinadas de Ag, Fe e As. As análises isotópicas do enxofre da calcopirita e da bornita mostram valores de $\delta^{34}\text{S}$ compreendidos entre 0,2 e 1,6‰, sugerindo uma fonte magmática dominante para os fluidos hidrotermais. As inclusões fluidas indicam fluidos mineralizantes oxidantes ricos em sais (32–34% eq. peso NaCl) com temperaturas elevadas (485°C) contemporâneas das mineralizações e fluidos menos salinos (1,2–21% eq. peso NaCl) com temperaturas mais baixas (270–370°C) na fase de cloritização em regime dúctil-rúptil.

A mineralização, que foi datada em 2576 ± 8 Ma por Re-Os sobre molibdenita e em 2579 ± 71 Ma por Pb-Pb sobre sulfetos (Requia e Fontboté, 2000), é contemporânea da intrusão do OSG (2573 ± 2 Ma) e da deformação dúctil-rúptil (ca. 2550–2580 Ma).

Depósitos Fe-Cu-Au de Cristalino, Sossego e Alvo S118

Os depósitos de Cristalino, Sossego e Alvo S118 constituem o esboço de um novo cinturão cupro-aurífero de mais ou menos 60 km, aberto lateralmente na porção sul da Província Carajás.

Depósito Fe-Cu-Au-U-ETR de Sossego

O Depósito de Sossego, localizado perto de Canaã do Carajás, situa-se perto do contato das rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará com os gnaisses do embasamento. Segundo Marschik *et al.* (2001), Lancaster *et al.* (2000), os corpos mineralizados são hospedados em rochas hidrotermalmente alteradas representadas por granito, diorito, granófiro, rochas vulcânicas máficas e félsicas e rochas subvulcânicas afetadas pela deformação tectônica arqueana. Ocorre ainda um granito

rosado com grão grosso, não deformado e estéril, datado em 1,88 Ga. O depósito é constituído de duas zonas mineralizadas principais: os corpos Sossego e Sequeirinho.

- a) O Corpo Sossego, orientado NW, compreende várias zonas subparalelas fortemente mineralizadas. A mineralização, que ocorre numa brecha heterolítica formada por fragmentos de granito e de granófiro, é composta por calcopirita, alguma magnetita e rara pirita, junto com a matriz carbonática (calcita). A mineralização é intimamente associada a actinolita-epidoto-calcita-apatita; e
- b) O Corpo Sequeirinho é orientado WE a SW-NE, com mergulho para sul. A mineralização que ocorre também em brechas heterolíticas é composta essencialmente pela associação calcopirita-magnetita. A mineralização é intimamente associada a actinolita-epidoto-apatita-magnetita e quartzo.

Em volta dos dois corpos de minério aparece um *stockwork* de veios e vênulas fortemente mineralizadas, além de disseminações nas rochas encaixantes. Os corpos mineralizados são hospedados em rochas ígneas afetadas por intensa albitização. As rochas vulcânicas intensamente foliadas da base do depósito apresentam biotitização.

O minério apresenta anomalias geoquímicas de P e F (apatita), Mo (molibdenita), ETR, Y, U, Th, Co e Ni. As reservas do depósito Sossego foram calculadas em 355 Mt de minério com 1,1% Cu e 0,28 g/t Au.

A composição isotópica da calcopirita mostra valores de $\delta^{34}\text{S}$ compreendidos entre 3,1 e 3,8‰ no Sossego e entre 2,0 e 2,1‰ no Sequeirinho, enquanto a composição isotópica de calcita indica valores de $\delta^{13}\text{C}$ compreendidos entre -6,6 e -4,1‰. As temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas no quartzo variam desde 146°C até 454°C. Esses dados sugerem uma fonte magmática profunda para os fluidos hidrotermais mineralizantes com mistura eventual de fluidos meteoricos.

A idade da mineralização é considerada em cerca de 2,56 Ga.

Depósito Fe-Cu-Au-U-ETR de Cristalino

Segundo Huhn *et al.* (1999) e Soares *et al.* (2001) o Depósito de Cristalino encontra-se hospedado na seqüência vulcanossedimentar do Grupo Grão Pará, na Serra do Rabo, que é constituída por rochas vulcânicas máficas, intermediárias e félsicas intercaladas com BIFs ricos em magnetita. Dioritos e quartzo dioritos, geralmente correlacionados à Suíte Plaqué (2,74 Ga), são intrusivos nesta seqüência e provavelmente geneticamente relacionados aos fluidos hidrotermais mineralizantes. As rochas encaixantes foram afetadas por intensas alterações hidrotermais que envolvem potassificação (K-feldspato e biotita), alterações sódicas (albita e escapolita), cloritização, carbonatação, silicificação (quartzo) e turmalinização. A mineralização, que ocorre em brechas, em

stockworks, veios e disseminações na seqüência vulcanosedimentar, é composta essencialmente por calcopirita, pirita, magnetita, bravoita, vesita e ouro. As reservas do depósito Cristalino foram estimadas como superiores a 500 Mt de minério com 1,0% Cu e 0,3 g/t Au.

Depósito Fe-CU-AU-ETR do Alvo 118

O Depósito do Alvo 118 (Albuquerque *et al.* 2001), que se situa nas vizinhanças do Depósito Sossego, encontra-se hospedado na seqüência vulcanosedimentar do Grupo Grão Pará representada predominantemente por clorita-biotita xistos e quartzo-clorita xistos às vezes carbonáticos (basaltos), por BIFs, por tufo de cristal, lapillis tufo e tufo laminados, com presença de rochas subvulcânicas ácidas como riolitos, quartzo-pórfiro riolítico e dacítico, e cortada por diques de gabro e diabásio. Os granitóides presentes na área são hornblenda granito, granodiorito e magnetita tonalito pertencendo a Suíte Plaqué datada em 2,74 Ga.

A mineralização primária, reconhecida em profundidade superior a 150 m, é hospedada em brechas hidrotermais constituídas por um conjunto de veios preenchidos por quartzo, clorita e calcopirita predominantes, com fluorita e calcita subordinadas. Este conjunto foi afetado por intensa alteração hidrotermal traduzida sucessivamente por potassificação (K-feldspato) seguida por cloritização, biotização, silicificação, sulfetação e finalmente carbonatação tardia.

O principal corpo de minério, com extensão da ordem de 2.400 m, largura de 800 m e espessura de 150 m, é produto do intemperismo laterítico que atuou na área, resultando na seguinte zonação:

- i) saprolito lixiviado (0 a 20 m);
- ii) minério oxidado (50 a 80 m de espessura), onde o cobre (4,5% Cu) ocorre associado aos filossilicatos alterados ou hidrolizados, a caolinita e aos oxihidróxidos de Fe (\pm Mn) do saprolito original;
- iii) minério de transição (entre 100 e 115 m de profundidade), composto por calcocita, digenita, pseudomalaquita, cobre nativo, cuprita e tenorita, resultando da precipitação do cobre a partir das soluções supergênicas; e
- iv) minério primário sulfetado (profundidade superior a 115 m), composto por veios de calcopirita com quartzo e clorita, além de calcita e fluorita, contendo 0,5 g/t Au em média. As reservas conhecidas de minério primário são em volta de 30 Mt de minério com 1% Cu.

As reservas do Depósito Alvo 118 são da ordem de 80 Mt de minério oxidado com 0,8 a 1,0% Cu.

Depósitos de Manganês do Azul/Sereno

O depósito, orientado E-W, ocorre numa área de aproximadamente 5 x 1 km, associado aos sedimentos pelíticos da

Formação Azul, do Grupo Águas Claras (anteriormente denominado Rio Fresco). Tal seqüência sedimentar ocupa a parte central do sinclinal da Serra dos Carajás, cujo eixo se estende na direção noroeste. Os sedimentos são representados por conglomerados, os quais contêm seixos de jaspilitos, por arenitos brancos, siltitos e folhelhos pretos, ricos em matéria orgânica, depositados numa plataforma marinha, cujos ambientes evoluem lateralmente de litorâneos a bacinais profundos.

A mineralização primária ou protominério de manganês (Bernadelli, 1982; Bernadelli e Beisiegel, 1978; Valarelli *et al.* 1978) é associada à seqüência pelítica na forma de duas unidades manganíferas que afloram no núcleo de um anticlinal assimétrico com eixo E-W, mergulhando para oeste na região da mina. É composta essencialmente por rodocrosita (30–50%), quartzo (15–30%), filossilicatos (15–25%), feldspato (0–10%) e matéria orgânica.

A jazida de manganês do Azul pode pertencer à categoria dos depósitos marinhos singenéticos, na margem de bacias anóxicas (Force e Cannon, 1986; Force e Maynard, 1991). Nas bacias estratificadas, as zonas mais profundas constituem o sítio de deposição de folhelhos pretos ricos em matéria orgânica, representando assim o equivalente lateral dos depósitos de manganês que ocorrem associados a seqüências sedimentares condensadas, avançando em transgressão sobre a plataforma cratônica. Este tipo de sedimentação é característico de bacias cratônicas desenvolvidas com nível de mar alto. No caso do depósito de manganês do Azul, a mineralização original de rodocrosita deve ter-se desenvolvido na zona do talude, entre a plataforma e a bacia profunda, com a rodocrosita como um produto diagenético precoce formado a partir de matéria orgânica, talvez com atuação de bactérias, conforme identificação feita por Lindenmayer *et al.* (1993).

A mineralização secundária, de origem laterítica, desenvolveu-se a partir da alteração e do enriquecimento supergênico da Unidade Manganífera Inferior, constituindo o essencial do minério explorado, o qual é classificado em duas categorias:

- a) depósitos subsuperficiais, representados por pelitos manganíferos (20–30% Mn), com camadas cuja espessura varia de 20 a 60 m, e por bióxidos de manganês (teor médio 46% Mn), com espessura média de 15 m, na forma de nsutita; e
- b) depósitos superficiais, constituídos por pisólitos, blocos, plaquetas e brechas manganíferas. O material pisolítico pode atingir até 20 m de espessura. Após deslamagem, o conteúdo de manganês do material pisolítico varia de 14 a 18%. Blocos e plaquetas (material detrítico) ocorrem associados, representando o minério mais rico da mina de manganês do Azul, com teor médio de 45% Mn, com a criptomelana como principal mineral.

Em fevereiro de 1996, as reservas constavam de 13,4 Mt de material detrítico, 31,06 Mt de material pelítico e 9,9 Mt de bióxido de manganês totalizando 54,36 Mt. Em 1995, a produção de minério metalúrgico foi de 1.183.578 t e a de bióxido de manganês de 70.381 t.

Depósito Mn de Buritirama

No norte da Província Mineral de Carajás, a Serra de Buritirama é constituída por metassedimentos agrupados sob a denominação Grupo Buritirama, que se sobrepõe em discordância ao embasamento granito-gnássico (Anderson *et al.* 1974; Beisiegel *et al.* 1973). A seqüência metassedimentar é representada, da base para o topo, por quartzitos micáceos, mica xistos com intercalações e lentes de mármore, rochas calcissilicatadas manganíferas, quartzitos bandados, mica xistos variados. Os protominérios de manganês (Andrade *et al.* 1986) são compostos por braunita, haussmanita, Mn-calcita, Mn-Kutnahorita, piroxanguita, rodonita, tefróita, espessartita, anfibólio manganífero e pirofanita. Esses protominérios foram classificados como mármore calcissilicáticos, piroxanguita-mármore, braunita-mármore, tefróita-alabandita-mármore e xistos calcissilicatados. O estudo das paragêneses e das inclusões fluidas permitiu estabelecer, para os metassedimentos e protominérios, um metamorfismo de fácies anfíbolito, com temperaturas da ordem de 550°C e pressões vizinhas de 1,5 Kbar (Valarelli *et al.* 1978).

A jazida é resultado do intemperismo laterítico que afetou os diversos tipos de minério, o minério de manganês ocorrendo na forma de blocos, plaquetas, pisólitos e laterita manganífera terrosa, sendo constituído essencialmente por criptomelana, nsutita e litioflorita.

Descoberto em 1967 pela Companhia Meridional de Mineração, o depósito foi estudado, sucessivamente, pela Amazônia Mineração S.A. e a Mineração Colorado Ltda. até 1984, quando então as reservas de manganês foram estimadas em 18,5 Mt de minério com teores variando entre 40,6 e 54,29% Mn.

Depósitos Au-Pd de Serra Pelada/Serra Leste

O depósito de ouro de Serra Pelada/Serra Leste, descoberto em 1970 e famoso pelo elevado número de garimpeiros (40 mil) que trabalhou na sua exploração artesanal, encontra-se hospedado nos sedimentos do Grupo Águas Claras, na porção leste da Província Carajás. A seqüência sedimentar do Grupo Águas Claras, constituída por conglomerados, arenitos, dolomitos/calcários e siltitos cinza, vermelhos e carbonosos, apresenta uma estrutura sinclinal recumbente cujo eixo mergulha 15–25° para SW (Meireles *et al.* 1982; Meireles e Silva, 1988). Corpos maciços e diques de dioritos são intrusivos na área, assim como o granito anorogênico Cigano, datado em 1,88 Ga (Machado *et al.* 1991).

A mineralização Au-Pd, situada no flanco do sinclinal recumbente (Meireles *et al.* 1982; Meireles e Silva, 1988), segue grosseiramente o contato entre os dolomitos e os siltitos carbonosos que parecem ter controlado a descarga de fluidos. Os corpos mineralizados, freqüentemente associados a brechas com fragmentos de siltitos carbonosos, dolomitos e elementos silicificados, são envolvidos por uma auréola de silicificação que atinge de 5 a 50 m de espessura. Toda a mineralização conhecida encontra-se no domínio de intensa oxidação supergênica, a qual se estende até 300 m de profundidade, onde um contato brusco com os dolomitos frescos é observado. Segundo Tallarico *et al.* (2000), a mineralogia dominante é composta por carbono amorfo, quartzo, sericita, caulinita, hematita, goethita, óxidos de manganês, traços de turmalina, carbonatos, clorita e magnetita. Raras e minúsculas relíquias de sulfetos primários foram identificadas por microscopia eletrônica, tais como: pirita, calcopirita, arsenopirita, covelita, bornita e galena, além de sulfetos de níquel (millerita/pentlandita) e de níquel-cobalto-cobre (carrolita e siegenita), que são responsáveis pela assinatura geoquímica anômala do minério: até 200 ppm Co, 1000 ppm Ni e 4000 ppm Cu. O ouro é livre e rico em paládio (1 a 8% Pd), contendo ainda prata (ca. 0,5% Ag), ferro (0,5 a 1% Fe) e cobre (ca. 0,5% Cu). As partículas de ouro nativo mostram uma granulometria compreendida entre 4 e 60 µm. Os mecanismos de oxidação têm um papel fundamental na mineralização de ouro, provocando aumento significativo da pureza e do teor, assim como o desenvolvimento de grandes pepitas de ouro maciço (pesando até 6 kg) e de enormes agregados dendríticos e esqueléticos de ouro (os quais chegam a pesar entre 26 e 62 kg), e foram intensamente procurados pelos garimpeiros na época de exploração do garimpo de Serra Pelada que, entre 1980 e 1984, produziu cerca de 32,6 t Au.

Tallarico *et al.* (2000a) descrevem metamorfismo de contato, evidenciado pela presença de actinolita, e hidrotermalismo, acompanhado por cloritização generalizada e relacionado à mineralização. Os dois eventos são atribuídos às intrusões dioríticas. De acordo com esses autores, a paragênese pirrotita-pirita-magnetita, em presença de calcopirita, teria precipitado a partir de fluidos com temperatura da ordem de 300°C, com alta fO_2 e moderado conteúdo em enxofre, evoluindo em função da formação de hematita e bornita para uma fO_2 mais elevada, e uma atividade do enxofre menor, o transporte de Au, Cu, Ag, Hg e EGP, sendo realizado em condições ácidas, por complexos de cloro.

Entretanto, é importante sublinhar a importância do controle estrutural da mineralização, que é associada a um sistema transtensivo dextral, orientado NNE–SSW, desenvolvido entre duas zonas de cisalhamento regional de direção ENE–WNW (Freitas-Silva, 1999). Esta observação significa que o hidrotermalismo mineralizante pode ser relacionado à movimentação das zonas de cisalhamento regionais atuantes

de 2,7 Ga (Pinheiro e Holdsworth, 1997) a 2,5 Ga (Machado *et al.* 1991).

Depósitos de Níquel Laterítico

Na área do Grande Carajás, uma série de intrusões de complexos máfico-ultramáficos diferenciados conhecidos como Vermelho, Onça, Jacaré–Jacarezinho, balizam o final do Arqueano na região, tendo sido datados desde 2,65 Ga (Dias *et al.* 1996) até 2,3 Ga (Macambira, informação verbal). Esses complexos, que estão sendo investigados para mineralizações sulfetadas de Ni e EGP, apresentam importantes depósitos de Ni laterítico, os quais serão tratados mais adiante, no capítulo relativo ao Cenozóico.

Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero

No Ciclo Rio das Velhas (2780–2700 Ma), proposto por Carneiro (1992), ocorreram, simultaneamente, a formação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (GBRV) e a individualização de corpos tonalíticos, granodioríticos e graníticos entre 2780 e 2770 Ga (Noce, 1995; Machado *et al.* 1992; Machado e Carneiro, 1992). O Supergrupo Rio das Velhas (Dorr, 1969) é dividido nos grupos: Quebra Osso, Nova Lima e Maquiné (Fig. VII.6). O Grupo Quebra Osso é caracterizado pela presença de rochas vulcânicas ultramáficas komatiíticas com texturas *spinifex*. O Grupo Nova Lima é constituído por rochas vulcânicas komatiíticas e tholeiíticas associadas a BIFs do tipo Algoma, por filitos com clorita e grafita, por grauvascas, por vulcânicas félsicas e por rochas piroclásticas. O Grupo Maquiné, no topo, representa uma seqüência predominantemente metassedimentar formada por conglomerados, quartzitos, filitos e grauvascas, e subdivide-se nas formações Palmital e Casa Forte.

O período final da evolução arqueana é marcado por intrusões graníticas, de 2612 Ma, por deformação e metamorfismo de 2610/2590 Ma (Romano, 1989; Romano *et al.* 1991; Machado *et al.* 1992; Machado e Carneiro, 1992), caracterizando, assim, o Evento Rio das Velhas.

Depósitos de Manganês

Na região de Conselheiro Lafaiete–Ritápolis–Nazareno, ao sul do QF, numerosas ocorrências de manganês são associadas à seqüência vulcanossedimentar do Grupo Barbacena, correlacionado ao Grupo Nova Lima do GBRV (Dorr, 1969). É constituída, na sua porção inferior, por um espesso pacote de metavulcânicas máficas e ultramáficas intercaladas com níveis de BIF e *metachert*, sobreposto por metapelitos grafitosos com intercalações de *metachert*, BIF e níveis manganíferos (Pires, 1977, 1983). O conjunto encontra-se intensamente dobrado e metamorfizado na fácies xisto-verde alto a anfíbolito,

e é afetado por intrusões sintectônicas de dioritos e granodioritos.

Os níveis manganíferos são de dois tipos (Pires, 1983, 1977):

- i) Gonditos, compostos essencialmente por quartzo e espessartita, mostrando, às vezes, um fino bandamento com laminações alternantes de espessartita e quartzo. Variedades de gonditos apresentam rodonita, Mn-cumingtonita e tefroíta; e
- ii) Queluzitos, formados predominantemente por rodocrosita. Essas rochas são deficientes em SiO₂ e não apresentam quartzo. Os minerais associados mais freqüentes são rodocrosita, espessartita, tefroíta e Mn-cumingtonita. Possuem geralmente um aspecto maciço, raramente bandado, com granulação fina a muito fina.

Tomando-se, por exemplo, a jazida do Morro da Mina, a mineração tem-se desenvolvido inicialmente sobre os produtos de alteração laterítica dos protominérios. O perfil de alteração é geralmente mais espesso sobre o protominério carbonático (queluzito), cujo resultando é em um minério mais enriquecido em manganês (teor médio da ordem de 46% Mn). Este minério é composto essencialmente por criptomelana e pirolusita, que representam o estágio final do intemperismo, o estágio inicial sendo caracterizado pela formação de litiofiorita, manganosita e manganita. Sobre o protominério silicoso (gonditos) o perfil de alteração é menos profundo, e o minério oxidado de manganês possui teores mais baixos (teor médio por volta de 30% Mn), apresentando ainda enriquecimento em SiO₂ e Al₂O₃.

Com o esgotamento do minério oxidado de manganês durante os anos 70, a atividade de mineração concentrou-se na exploração do protominério carbonático (queluzito), o qual apresenta teores mais elevados em manganês (teor médio entre 30 e 31% Mn). Em 1997, a produção anual de manganês girou em torno de 150.000 t, e as reservas foram estimadas em 3 Mt de minério.

O controle estratigráfico e litológico da mineralização, assim como a sua associação ao vulcanismo máfico e ultramáfico submarino, constituem fortes argumentos em favor da origem vulcanogênica exalativa da mineralização original (Pires, 1977).

Depósitos de Ouro Associados ao GBRV Rio das Velhas

Os distritos auríferos de Nova Lima–Caeté e de Barão de Cocais, situados a leste e a sudeste de Belo Horizonte, são relacionados ao Grupo Nova Lima (Fig. VII.6) e contêm os mais famosos depósitos de ouro do Brasil: Morro Velho (>470t Au), Cuiabá (>180t Au), Lamego (>10t Au), Raposos (>40t Au), Bicalho, Bela Fama, Faria, Brumal (>30t Au), Juca Vieira, São Bento (>80t Au), Santa Quitéria, entre outros (Ladeira,

1980, 1988, 1991; Ribeiro-Rodrigues, 1998; Sales, 1998; Ribeiro Rodrigues *et al.* 1996; Lobato *et al.* 1998; Vieira e Oliveira, 1988; Abreu *et al.* 1988; Lobato *et al.* 2001).

Em regra geral, os corpos mineralizados possuem uma forma alongada, são controlados pela lineação de estiramento S135E que coincide com o eixo de dobras em bainha ou tubulares, as quais mostram xistosidade de plano axial, e são associadas a zonas de cisalhamento, que variam de dúctil a dúctil-rúptil, quilométricas, relacionadas a cavalgamentos, rampas oblíquas e falhas transcorrentes. Os corpos sulfetados concentram-se no centro dessas zonas de cisalhamento, os quais apresentam dimensões variáveis: 0,5 a 20 m de espessura; 10 a 300 m de largura; e 800 a 5.000 m de comprimento ao longo da lineação de estiramento. Essas zonas de cisalhamento são acompanhadas por intensa alteração hidrotermal nas rochas máficas e ultramáficas, colocada em evidência em todas as minas dos distritos de Nova Lima-Caeté e Barão dos Cocais (Vieira, 1987a, b; 1988, 1991; Lobato *et al.* 1998; Lobato e Vieira, 1998).

A alteração hidrotermal caracteriza-se pelo desenvolvimento de diversas zonas envolvendo os corpos de minério:

- Uma zona de cloritização externa;
- Uma zona de carbonatação (ankerita) intermediária; e
- Uma zona interna acompanhada por sericitização, albitização, silicificação, turmalinização e, sobretudo, sulfetação.

A mineralização sulfetada ocorre preferencialmente por substituição ao longo dos BIFs tipo Algoma, os quais são caracterizados por um bandamento rico em magnetita e/ou siderita, como nos depósitos de Cuiabá, Lamego, Raposos, Faria e São Bento ou de um horizonte carbonatado que, embora geralmente maciço, às vezes é finamente bandado, denominado Lapa Seca, e composto principalmente por siderita e ankerita com quartzo, albita, sericita e sulfetos, como nos depósitos de Morro Velho, Bicalho e Bela Fama. Geralmente essa mineralização sulfetada junto aos BIFs apresenta um núcleo central de sulfetos maciços envolvido por minério bandado espetacular.

A peculiar fácies da Lapa Seca, inicialmente considerada como um hidrotermalito exalativo precipitado diretamente no fundo da bacia (Ladeira, 1980, 1988, 1991), é atualmente interpretada como um produto da alteração hidrotermal carbonatada que acompanha a zona de cisalhamento sobre rochas vulcânicas félsicas (Lobato *et al.* 1998).

Apesar de os depósitos de ouro se encontrarem preferencialmente associados a zonas de cisalhamento afetando as fácies BIF e Lapa Seca, alguns depósitos e muitas zonas mineralizadas de diversas jazidas são relacionados exclusivamente ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento ocorrendo em xistos máficos e são acompanhadas por alteração hidrotermal carbonatada e por veios de quartzo como nos depósitos de Juca Vieira, Córrego do Sítio e Bela Fama.

Vieira (1987) distinguiu três tipos de mineralizações em

virtude da associação mineral presente, do tipo de rocha hospedeira e do estilo tectônico:

- i) Tipo 1: com pirrotita rica em ouro dominante, associada à pirita e à arsenopirita subordinadas, tendo magnetita, calcopirita, ilmenita e hematita como minerais acessórios. É associado a *shear zones*, que variam de dúcteis a dúcteis-rúpteis, em BIFs e Lapa Seca, paralelas ou subparalelas ao bandamento (fase D₁). Esse tipo de mineralização predomina nas jazidas de Morro Velho, São Bento, Raposos, Faria, Morro da Glória e Bicalho e é subordinado nas minas de Cuiabá, Lamego e Juca Vieira;
- ii) Tipo 2: com pirita e arsenopirita auríferas dominantes preenchendo fraturas D₂ e substituindo siderita ou magnetita dos BIFs e da Lapa Seca. Essa associação pirita-arsenopirita predomina nas jazidas de Cuiabá e Lamego, sendo mais restrita nas minas de Morro Velho, São Bento, Raposos, Faria, Morro da Glória e Bicalho; e
- iii) Tipo 3: com pirita, arsenopirita e, localmente, pirrotita disseminadas em xistos alterados hidrotermalmente para sericita dominante e carbonatos subordinados, as quais estão intimamente associadas a veios de quartzo geralmente boudinados. Esse tipo de mineralização, onde o ouro se concentra nos sulfetos em volta dos veios de quartzo e/ou disseminados nos xistos, é comum nos depósitos de Juca Vieira, Córrego do Sítio e Bela Fama, mas de ocorrência restrita nas minas de Morro Velho, Cuiabá e Bicalho.

Depósitos de Cromita de Serro/Alvorada de Minas

A cromita, descoberta em 1963 no Morro do Cruzeiro, perto da cidade de Serro, é hospedada em talco-carbonato xistos, formando um corpo estratiforme cuja espessura varia de 5 a 7 m. Na base desse horizonte predomina o cromitito maciço (cromita >75%), o qual se encontra em contato brusco com os talcos xistos encaixantes, enquanto no topo a cromita aparece na forma disseminada. Esse tipo de minério (cromita entre 20 e 75%) apresenta um bandamento rítmico de origem magmática. O minério maciço, muito denso, é composto de cromita muito fina, euédrica a subédrica, com diâmetro entre 0,1 e 0,3 mm. Texturas primárias podem ainda ser reconhecidas, variando desde silicatos oclusos até intersticiais em rede, correspondendo a texturas *cumulus*. Os cristais de cromita são geralmente zonados com um núcleo escuro mais rico em Mg e em Al e uma auréola externa clara enriquecida em Fe³⁺. Essa zonation decorre provavelmente do metamorfismo. Observam-se microinclusões de rutilo nos grãos de cromita, cujo número diminui em direção ao centro. Também ocorrem inclusões submicroscópicas de silicatos que devem corresponder

a antigas olivinas inclusas na cromita. A composição química do núcleo das cromitas permitiu classificá-las como estratiformes por causa das razões Fe^{3+} -Cr-Al, sendo provavelmente associadas a corpos ultramáficos de natureza komatiítica (Uhlein, 1982; Uhlein *et al.* 1983, 1986).

Pesquisas realizadas na região de Serro/Alvorada de Minas estimaram as reservas de minério em aproximadamente 1 Mt, com 40% Cr_2O_3 e uma razão Cr/Fe variável de 1,7 a 2,2.

Depósito de Ouro Fino

A jazida de Ouro Fino, no Distrito de Porteirinha, é associada à seqüência vulcanossedimentar de Riacho dos Machados, a qual se encontra encravada no Complexo Granito-Gnáissico de Porteirinha. Tal seqüência é composta por uma unidade de rochas máficas-ultramáficas e por uma unidade de xistos aluminosos e quartzo feldspáticos, que hospeda o depósito de ouro, cujas relações não são bem estabelecidas (Fonseca *et al.* 1991; Lobato e Pedrosa-Soares, 1993).

A mineralização está associada aos xistos aluminosos e quartzo feldspáticos da Seqüência Ouro Fino, a qual se encontra intensamente hidrotermalizada ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis orientadas N20E/45SE, que controlam a distribuição do minério (Fonseca e Lobato, 1993). Os xistos aluminosos e quartzo feldspáticos são produtos da alteração hidrotermal que afetou a seqüência:

- Estágio inicial com quartzo-biotita-plagioclásio xistos com granada, estaurolita e cianita e quartzo-plagioclásio-flogopita xistos compatíveis com a fácies anfibolito;
- Estágio intermediário com milonitos cloríticos e muscovíticos; e
- Estágio final com quartzo-muscovita xistos sulfetados hospedando a mineralização.

Os corpos mineralizados, com mais de 2ppm Au, e orientados segundo a lineação de estiramento 140/38, apresentam a associação: quartzo, muscovita, turmalina, pirita, pirrotita e arsenopirita. O ouro aparece na forma de grãos muito finos (\cong 400 *mesh*) distribuídos preferencialmente ao longo dos limites dos quartzos recristalizados, e na forma de inclusões em arsenopirita, pirita e pirrotita, assim como preenchendo fraturas do quartzo e dos sulfetos considerados como de origem metamórfica.

A idade das zonas de cisalhamento dúctil é considerada mais antiga de SE para NW, isto é, correlacionada ao Evento Transamazônico, enquanto cisalhamentos mais novos, brasileiros, afetam as rochas pertencendo ao Supergrupo Espinhaço e ao Grupo Macaúbas (Fonseca e Lobato, 1993; Fonseca *et al.* 1997, 1991).

O depósito de Ouro Fino foi lavrado em mina a céu aberto pela Cia. Vale do Rio Doce, e suas reservas estimadas em 3 Mt de minério, com teor médio de 2,2 g/t Au.

Paleoproterozóico

No Paleoproterozóico (2,5–1,6 Ga), os principais depósitos minerais distribuem-se em províncias e distritos localizados no Escudo das Guianas, no Escudo Brasil-Central, no Escudo Atlântico e em algumas áreas restritas das faixas de dobramentos brasileiras.

Escudo das Guianas

No Escudo das Guianas, destaca-se essencialmente a Província Granito-*Greenstone* Paleoproterozóica com seus depósitos de manganês, ouro e cromita, além das áreas situadas na zona cratônica conhecidas como Distrito Estanífero de Pitinga e o Distrito Diamantífero de Roraima.

Província *Greenstone* Paleoproterozóica

A Província *Greenstone* Paleoproterozóica, orientada WNE-ESSE, que se estende ao longo de 2.000 km paralelamente à costa atlântica do Escudo das Guianas, desde a Venezuela até o Amapá no Brasil, atravessando as fronteiras das três Guianas, é representada por seqüências plutono-vulcanossedimentares de origem essencialmente juvenil com idade compreendida entre 2,25 e 2,0 Ga (Norcross *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000). Essas seqüências, assimiladas a *greenstone belts*, são conhecidas no Brasil (Amapá e Pará) sob as denominações de Vila Nova e Serra Lombarda, as quais são compostas, segundo Scarpelli (1966) e Faraco (1990, 1997), por: i) na base, um espesso pacote de metavulcânicas de filiação tholeiítica, localmente komatiítica (Formação Jornal); ii) na porção intermediária, formações ferríferas bandadas intercaladas com xistos aluminosos e grafitosos contendo lentes de mármore manganíferos (Formação Serra do Navio); e iii) no topo, seqüência detrítica superior com conglomerados e quartzitos.

Depósitos de Manganês da Serra do Navio

Os depósitos de manganês da Serra do Navio (Rodrigues *et al.* 1986), alongando-se por cerca de 10 km segundo a direção N30W, são associados à seqüência vulcanossedimentar do Grupo Vila Nova, datada em 2,2 Ga (Milési *et al.* 1995).

Os horizontes manganíferos, que constituem o protominério de tipo queluzito, são intercalados nos xistos grafitosos e compostos preferencialmente por rodocrosita na proporção de 50 a 90% da rocha. Nas zonas mais impuras, os silicatos de manganês como tefroíta, espessartita e rodonita podem predominar até formar verdadeiros gonditos. O teor de Mn do protominério varia entre 19 e 36%. Alguns sulfetos, como pirrotita, molibdenita, calcopirita e galena, encontram-se associados em pequenas proporções no protominério. Com o intemperismo equatorial, o perfil da alteração laterítica

pode atingir até 100 m de profundidade, provocando a transformação dos carbonatos e silicatos de manganês em óxidos como criptomelana, pirolusita e manganita e conduzindo à formação de um minério oxidado mais rico em manganês: 30 a 56% Mn.

A mineração a céu aberto desenvolveu-se a partir de 1956 sobre o minério oxidado que foi lavrado durante décadas (até 1997), à razão de 520.000 t/ano, totalizando uma produção global da ordem de 50 a 60 Mt MnO₂. Durante os últimos anos de funcionamento, o protominério carbonático foi lavrado à razão de 150.000 t/ano, totalizando uma produção da ordem de 3 Mt com teor médio de 35 a 38% Mn. Atualmente, a lavra encontra-se paralisada por exaustão do depósito.

Depósitos de Ouro Associados aos GBs Vila Nova/Serra Lombarda

Os principais depósitos de ouro encontrados nas seqüências vulcanossedimentares Vila Nova e Serra Lombarda são geralmente associados a zonas de cisalhamento que afetam as rochas vulcânicas, as rochas sedimentares e os granitos intrusivos, ou os conglomerados da seqüência detrítica superior.

Distrito da Serra do Ipitinga

Três tipos de mineralizações têm sido descritos na Serra do Ipitinga (Faraco, 1990, 1997):

- a) As mineralizações sulfetadas do tipo vulcanogênico hidrotermal (VMS), associadas a quartzo-clorita xistos no contato da suíte vulcânica com as formações ferríferas bandadas, são anteriores ao primeiro evento metamórfico regional e compostas por pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita em ordem de abundância decrescente, com Au e Ag associados. Os melhores teores encontrados atingem 1% Cu, 8,85 ppm Au e 49 ppm Ag. As razões Cu-Pb-Zn dos metais na mineralização são semelhantes às obtidas nas rochas vulcânicas hospedeiras, sugerindo que os metais foram derivados da lixiviação das vulcânicas encaixantes;
- b) As mineralizações hidrotermais do tipo *lode* relacionadas ao cisalhamento dúctil são representadas essencialmente por veios de quartzo auríferos com calcopirita, pirita e covelita, junto com epidoto e turmalina. Este tipo de mineralização ocorre tanto nas rochas vulcânicas como nas rochas metassedimentares, mas mostram-se especialmente bem desenvolvidas nos BIFs da porção superior da seqüência; e
- c) As mineralizações supergênicas originadas pelo enriquecimento em ouro nos *gossans* e perfis de alteração laterítica.

Depósito de Amapari

O Depósito de ouro de Amapari, recentemente descoberto pela AngloGold (Borges, 1999) está hospedado na seqüência

vulcanossedimentar Vila Nova, que foi intrudida pelo leucogranito Amapari. A mineralização primária, que é associada à zona de cisalhamento sinistral de alto ângulo, com direção NNW–SSE, estende-se sobre 7 km de comprimento, ocorre encaixada preferencialmente em BIFs e xistos afetados por intensa alteração hidrotermal na forma de silicificação, sulfetação e carbonatação nas rochas reativas (Melo *et al.* 2001), mas sem grandes veios de quartzo. O ouro encontra-se associado aos sulfetos, tais como pirrotita e pirita predominantes, além de calcopirita, galena e marcasita em menores proporções. O perfil de intemperismo atinge profundidades superiores a 100m, provocando um enriquecimento em ouro.

As reservas lavráveis do material coluvial e do material oxidado, para *cut-off* 2,13 g/t, são de cerca de 30 t Au (\cong 1 Moz/Au). Há grande potencial para ocorrências de minério primário de ouro (sulfetado) (Borges, 1999).

Depósito de Salamangone

Nos depósitos de Salamangone e Mutum (Distrito Au de Lourenço), a concentração supergênica do ouro ocorreu a partir de veios de quartzo auríferos ricos em As, além de Ag, Pb, Cu e Bi, os quais são associados a uma zona de cisalhamento encaixada em plutão tonalítico e granodiorítico (Ferran, 1988), datado em 2155 \pm 13 Ma e relacionado ao desenvolvimento de um arco magmático. O ouro se encontra preferencialmente na arsenopirita, junto com pirrotita, loellingita e calcopirita. Aqui também o ouro aparece na forma de partículas muito finas (de 67 a 75 μ m) com teores variáveis de 0,05 a 3,49 g/t.

Depósito de Santa Maria

O depósito de ouro de Santa Maria (Spier e Ferreira Filho, 1999) está hospedado nos metassedimentos da “Seqüência Detrítica Superior” que recobre parcialmente o Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri (CMUB) e é constituída por metaconglomerados, quartzitos conglomeráticos, quartzo xistos, quartzitos e xistos ferruginosos, itabiritos e *metacherts*, com algumas intercalações de metavulcânicas associadas aos sedimentos clásticos finos e aos sedimentos químicos.

O ouro encontra-se em concentrações mais elevadas na seqüência clástica inferior que é composta por:

- (1) Um horizonte-guia na base, constituído por um pacote de 5 a 15 m de espessura de quartzito xistoso microconglomerático, com bandas milimétricas a centimétricas de turmalinito associado a veios de quartzo boudinados concordantes com a foliação, onde se concentra o ouro; e
- (2) Um metaconglomerado polimítico basal, sobreposto em discordância erosiva ao horizonte guia, com espessura compreendida entre 8 e 13 m, apresentando seixos de diâmetro variando entre 15 e 60 cm compostos por mica xistos, quartzo, rochas máficas e ultramáficas, envoltos numa abundante matriz de quartzo, feldspato

e sericita, os acessórios mais comuns sendo turmalina, fuchcita e cromita. As maiores concentrações de ouro são encontradas neste metaconglomerado basal onde os teores podem atingir 19,2 g/t. Os metaconglomerados oligomíticos superiores também apresentam amplas anomalias de ouro, o que sugere uma origem detrítica para ele. As reservas de Santa Maria foram estimadas em 1,3 Mt de minério com 0,84 g/t Au.

Depósitos de Cromita do Bacuri

Depósitos de cromita são associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri (CMUB), descrito por Spier e Ferreira Filho (1999) e Matos *et al.* (1992). É intrusivo no Complexo Güianense, constituído por terrenos de alto grau representados por gnaisses, migmatitos, granitos, tonalitos e por granulitos ácidos e básicos, que sofreram forte retrabalhamento durante o Evento Transamazônico (2,0 Ga). Não existem datações confiáveis para o CMUB, entretanto sua atribuição ao Arqueano parece provável.

Segundo Spier e Ferreira Filho (1999), o CMUB é composto por rochas máficas e ultramáficas deformadas e metamorfizadas em condições de fácies anfíbolito, sendo representadas por anfíbolitos, serpentinitos, tremolititos e cromititos. O CMUB consiste numa zona máfica inferior ($E > 500$ m), numa zona ultramáfica intermediária ($E = 30\text{--}120$ m) e numa zona máfica superior ($E > 300$ m), os níveis de cromitito ficando restritos à zona ultramáfica, que é composta por intercalações de serpentinito com cumulados de olivina e de cromitito com cumulados de cromita. A camada principal de cromitito localiza-se na base da zona ultramáfica, com espessura variando entre 3 e 30 m (média de 12 m). Camadas menores de cromitito maciço e disseminado (até 3 m) encontram-se intercaladas na porção superior desta zona. Os cromititos, geralmente maciços, são compostos por mais de 60% de cromita euédrica e finamente granular ($\phi = 0,1\text{--}3$ mm) com matriz de serpentina, tremolita e clorita. Os grãos de cromita mostram um núcleo maciço e uma auréola de alteração enriquecida em Cr e Fe^{2+} e empobrecida em Al e Mg. A cromita do cromitito maciço mostra uma diminuição progressiva da razão $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ para o topo, assim como um aumento progressivo das razões $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al} + \text{Cr})$ e do conteúdo de TiO_2 , o que evidencia o caráter estratiforme dos depósitos de cromita. A variação críptica da cromita e da olivina indica um fracionamento importante no interior da zona ultramáfica e a alimentação por influxos de magma primitivo durante o período de cristalização da zona ultramáfica (Spier e Ferreira Filho, 1999, 2001).

A alteração laterítica intensa atinge profundidades superiores a 120 m nos locais topograficamente mais elevados, permitindo a classificação do minério em três categorias: minério laterítico, muito duro, cimentado por óxidos e hidróxidos de ferro; minério friável cimentado por argilo-

minerais; minério compacto cimentado por tremolita, clorita e, raramente, por ortopiroxênio e olivina.

O CMUB hospeda 11 depósitos de cromita estratiforme com reservas superiores a 9 Mt de cromitito com 34% Cr, dos quais 2 Mt foram explotados entre 1989 e 1997.

Distrito de Estanho de Pitinga

Em Pitinga, a nordeste de Manaus, importantes mineralizações de estanho (Sn), metais raros (Zr, Nb, Ta, Y e ETR) e criolita (Na_3AlF_6) são associadas aos maciços graníticos Água Boa e Madeira. Esses maciços graníticos compostos, considerados como anorogênicos, intraplacas e posicionados em níveis crustais elevados, são intrusivos nas rochas vulcânicas Iricoumé do Supergrupo Uatumã, datadas em 1962 ± 42 Ma (Schobbenhaus *et al.* 1994) e pertencem à Suite Intrusiva Mapuera. Essas intrusões graníticas foram guiadas por fraturas extensionais profundas preexistentes, orientadas por fracionamento magmático a partir de fontes distintas, com dois ou três estágios de cristalização decorrentes do fenômeno de decompressão durante a ascensão do magma (Lenharo, 1998).

Maciço Granítico Água Boa

Segundo Daoud (1988), Daoud e Antonietto (1988) e Lenharo (1998), o Granito Água Boa corresponde a uma intrusão polifásica constituída por três fácies distintas:

- i) Granito Rapakivi, precoce, de médio a grosso, equigranular, metaluminoso, datado em 1798 ± 10 Ma (Lenharo, 1998);
- ii) Biotita granito, de médio a grosso, equigranular, peraluminoso com veios de microgranito subordinados; e
- iii) Topázio granito, fino, porfírico, peraluminoso com veios de microgranito subordinado, evoluído do Maciço Água Boa, enriquecido em Rb, Ta, Sn, MgO, P_2O_5 e Nb e empobrecido em TiO_2 , Al_2O_3 , Ga, Hf, Zr, Y, U, Th, ETR, Na_2O , Ba e Sr.

A mineralização de Sn, neste maciço, relaciona-se a processos pós-magmáticos de alteração hidrotermal e ocorre como veios verticalizados (1 a 20 m de largura/mais de 100 m de comprimento) de mica-topázio-quartzo *greisen* com cassiterita, opacos e turmalina, ao longo do sistema de falhas N50W que corta o biotita granito. Além dos veios de *greisen*, o sistema apresenta também pegmatitos, veios de feldspato, quartzo, quartzo-cassiterita e cassiterita maciça (Daoud, 1988). Segundo Borges *et al.* (1996), os granitos encaixantes dos veios de *greisen* sofreram intensa albitização, considerada pré-*greisenização*, dos feldspatos alcalinos perfiticos primários, mostrando ainda hornblenda e biotita como máficos varietais, além de allanita, opacos, zircão, apatita e fluorita como acessórios.

O fechamento do sistema de formação dos *greisens* foi datado por Ar-Ar em $1783 \pm 5,2$ Ma (Lenharo, 1998).

Maciço Granítico Madeira

O Maciço Granítico Madeira, orientado NE–SW e separado do Maciço Água Boa por rochas vulcânicas, apresenta-se sob três fácies distintas:

- i) Granito Rapakivi Porfirítico, precoce, de fino a grosso, equigranular, metaluminoso;
- ii) Biotita Granito, fino a médio, equigranular, localmente porfirítico, peraluminoso, com fase subordinada de veios de microgranito, datado em 1810 ± 6 Ma; e
- iii) Albita Granito, fino a grosso, geralmente porfirítico, peralcalino ocupando a porção central ($2,5 \text{ km}^2$) do maciço, com uma auréola de contato (fácies de borda), datado em 1794 ± 19 Ma (Lenharo, 1998). É composto por duas gerações de albita (15–65%), quartzo (20–30%) e feldspato potássico (ortoclásio e microclínio: 20 a 50%), aos quais é associada uma ampla gama de minerais acessórios representados por lepidolita, biotita, arfvedsonita, zircão, xenotima, fluorita, criolita, cassiterita, berilo, galena, esfalerita, columbo-tantalita, pirocloro, torita, samarskita e magnetita. Peralcalino e magnetítico são altamente enriquecidos em Na_2O , F, Rb, Zr, Sn, Nb, Ta, U, Th, Hf, Pb e ETR pesadas e refletem ambiente oxidante.

A importante mineralização de estanho associada é do tipo disseminado, sendo composta por cassiterita, zircão, columbo-tantalita, pirocloro, xenotima e criolita. A rocha fresca contém 0,176% Sn; 0,223% Nb_2O_5 ; 0,028% Ta_2O_5 ; 0,030% U_3O_8 ; 0,80% ZrO_2 . No manto de alteração, com espessura média de 30 m, a mineralização disseminada apresenta-se enriquecida, mas desprovida de criolita.

Na rocha fresca, distingue-se:

- a) Mineralização de criolita maciça, formando dois corpos situados a cerca de 150 m do topo de albita granito do núcleo;
- b) Mineralização de criolita disseminada associada à mica litinífera, ambas restritas ao albita granito do núcleo; e
- c) Mineralização disseminada de cassiterita, xenotima, zircão e columbo-tantalita, tanto no albita granito do núcleo como da borda. O fechamento do sistema Albita Granito foi datado por Ar-Ar em 1794 ± 19 Ma (Lenharo, 1998).

O albita granito pode ser classificado como granito fértil, misto NYF-LCT.

Em 1997, a produção da mina foi cerca de 11.693t Sn, a partir de um concentrado com 53,88% Sn contido. As perspectivas para os próximos 15 anos são de extrair, em rocha fresca, 13 Mt/ano de minério, o que corresponde a uma produção de 13.000 t Sn, além de 800 t de concentrado de columbita com 35% Nb_2O_5 e 3,5% Ta_2O_5 (Fonte: DNPM).

Distrito Diamantífero de Roraima

A maior parte dos placeres diamantíferos conhecidos no Escudo Guianense situa-se em áreas ocupadas pelos sedimentos do Grupo Roraima, que se sobrepõe às vulcânicas Surumu/Iricoumé datadas em 1962 ± 42 Ma por Schobbenhaus *et al.* (1994). O Grupo Roraima, com espessura total da ordem de 2.000 m, é representado por uma seqüência sedimentar constituída pela alternância de ortoquartzitos, conglomerados e arcósios com siltitos, folhelhos e tufos jasperóides, depositados em ambientes fluvio-deltaico e lacustrino. Destacam-se na porção superior o horizonte de ignimbritos e tufos da Formação Uailã, além de intrusões de *sills* e diques de diabásio (Reis e Fraga, 1996). Segundo Fleischer (1998), a produção de diamante da região de Roraima provém de placeres aluvionares recentes ao longo dos rios Maú, Cotingo, Quinô e Suapi, cuja fonte é relacionada a níveis de conglomerados intercalados no meio da seqüência sedimentar e não aos conglomerados basais da Formação Arai como proposto inicialmente por Barbosa (1991). Esses conglomerados diamantíferos são clasto-suportados, tendo sido depositados por rios entrelaçados de alta energia, feições que contrastam com o caráter polimítico e matriz-suportada dos conglomerados basais da Formação Arai.

De maneira mais geral, a região ocupada pelo embasamento do Escudo das Guianas, estabilizado há mais de 2,0 Ga e parcialmente coberto pelos sedimentos cratônicos do Grupo Roraima, constitui uma das áreas mais favoráveis à prospecção de kimberlitos diamantíferos.

Escudo Brasil-Central

O Escudo Brasil-Central ilustra claramente a zonação geotectônica desenvolvida de leste para oeste em volta de um núcleo arqueano, pela acreção de arcos magmáticos sucessivos entre 1,95 e 1,6 Ga, os quais resultaram na formação de uma vasta crosta continental juvenil (Tassinari e Macambira, 1999; Santos *et al.* 2000; Tassinari *et al.* 2000). Os principais depósitos minerais são associados à Província Tapajós (ouro), ao distrito Aripuanã (Pb-Zn) e ao Distrito Alto Jauru (Cu-Zn-Au). Na Província Mineral de Carajás, um conjunto de mineralizações tipo Cu-Au encontra-se associado aos granitos anorogênicos datados em 1,88 Ga.

Depósitos Cu-Au-(Bi-W-Sn) da Província Mineral de Carajás

Segundo Tallarico (2002), os depósitos Cu-Au-(Bi-W-Sn) da Província Mineral de Carajás (Fig. VII.5) são depósitos de pequeno porte com reservas inferiores a 50 Mt de minério. São associados à alteração hidrotermal relacionada a intrusões de granitos datados em 1,88 Ga. Os fluidos hidrotermais

magmáticos são reduzidos, enriquecidos em enxofre, em função da paragênese pirrotita + pirita + calcopirita dominante, e ricos em flúor (fluorita). Mostram anomalias em W, Bi, Sn e elementos terras raras. São ricos em quartzo. Os corpos de minério apresentam abundantes veios de quartzo e processos de greisenização: quartzo + muscovita + clorita, notadamente na cúpula granítica.

Depósitos Cu-Au-(Bi-W-Sn) Associados aos Granitos Anorogênicos Paleoproterozóicos

Esses granitos, datados em 1,88 Ga (Dall'Agnol *et al.* 1994), que formam diversos batólitos e *stocks* graníticos intrusivos tanto no conjunto granito-*greenstone* de Rio Maria como nas diversas seqüências vulcanossedimentares assimiladas ao Grupo Grão Pará, possuem características de granitos intraplacas com afinidades com granitos anorogênicos. A esses granitos são relacionados diversos depósitos Cu-Au-Bi-W com reservas da ordem de 30 a 50 Mt de minério.

Ocorrências Minerais Associadas ao Granito Central da Serra dos Carajás

No Granito Central, duas fácies principais com texturas rapakivi são encontradas: (a) anfibólio-biotita sienogranito com granulação grossa e textura hipidiomórfica granular; e (b) anfibólio-biotita sienogranito com textura porfirítica e fenocristais imersos numa matriz fina de mesma composição. Os minerais acessórios mais comuns são allanita, ilmenita, magnetita, zircão e apatita. Observam-se, ainda, diques de microgranito e bolsões pegmatíticos.

Na evolução deste granito, identifica-se um estágio hidrotermal responsável pela alteração observada e pela formação de veios mineralizados preenchendo planos de fraturas verticalizados (Dall'Agnol *et al.* 1994). Segundo Rios *et al.* (1995a, b), três tipos de veios foram identificados: i) Veios com calcita e sulfetos (calcopirita e pirita); ii) Veios com quartzo, turmalina, clorita, epidoto, albita, calcita, fluorita e sulfetos tardios (calcopirita, pirita e molibdenita); e iii) Veios de sulfetos com calcopirita, pirita, molibdenita, bornita e covelita.

Depósito Cu-Au-Bi-W de Águas Claras

O Depósito de Águas Claras, situado a cerca de 5 km a oeste do granito Carajás, encontra-se associado a uma zona de cisalhamento dextral de natureza rúptil a rúptil-dúctil orientada N20 a N40E/70W que afeta, ao longo de uma extensão de 3 a 4 km, os siltitos e arenitos do Grupo Águas Claras, assim como os *sills* e diques de diabásio e gabro que intrudem a seqüência sedimentar. Segundo Soares *et al.* (1994) e Silva e Villas (1998) e Villas e Santos (2001), a zona de cisalhamento é preenchida por um conjunto de estreitos veios de quartzo mineralizados, com contatos retos e irregulares, acompanhados por alteração hidrotermal pervasiva das rochas encaixantes na forma de cloritização e sericitização preponderantes, além de

turmalinização, silicificação, carbonatização e caolinização.

A mineralização sulfetada, que ocupa a porção central dos veios, é composta principalmente por calcopirita, pirita, esfalerita e arsenopirita, enquanto galena, pirrotita, cobaltita, bismutinita, estanita e tennantita constituem fases minerais subordinadas, além de magnetita (7%) e ferberita (2%). Veios tardios de siderita cortam as estruturas anteriores e representam provavelmente o estágio final do hidrotermalismo. O ouro, rico em prata (25% Ag), é fino e aparece em grãos irregulares nos contatos entre os cristais de pirita e calcopirita, inclusos na arsenopirita e isolados na massa de calcopirita. As reservas do Depósito de Águas Claras têm sido estimadas em 9,5 Mt de minério, com 2,43 g/t Au (Silva e Villas, 1998).

O intemperismo provocou a formação de *gossan* em superfície e de mineralização secundária enriquecida em ouro na forma de pepitas, em associação à goethita, limonita, hematita e martita, além de quartzo, caulinita e turmalina.

Depósito Cu-Au-Mo de Gameleira

O Depósito de Gameleira, situado nas proximidades do depósito Fe-Cu-Au-Zn de Pojuca, encontra-se hospedado na seqüência vulcanossedimentar de Pojuca e associado à intrusão granítica de Gameleira (extensão do granito Pojuca), datada em 1874 ± 2 Ma, a qual é representada por leucogranito, sienito aplítico e granito rosado. As rochas encaixantes do depósito são constituídas de anfibólitos, metabasaltos/metandesitos, biotita xistos, granada-biotita xistos e aglomerados descritos com detalhe por Lindenmayer *et al.* (2001). A mineralização epigenética é composta essencialmente por calcopirita e bornita, com cobaltita e cobalto-pentlandita muito subordinadas, além de molibdenita e ouro, sendo acompanhada por intensa alteração hidrotermal potássica na forma de biotita.

O minério do Depósito Cu-Au-Mo de Gameleira ocorre sob a forma de três tipos: hidrotermalitos, vênulas e disseminações (Lindenmayer *et al.* 2001).

- Nos hidrotermalitos a mineralização apresenta um aspecto *strata bound*, mostrando bandas e/ou lentes de calcopirita junto com a biotita verde, circundadas por halos de fluorita. A cobaltita e a cobalto-pentlandita aparecem em inclusões na calcopirita. A calcopirita ocorre também em bandas de magnetita e de quartzo-grunerita depositadas a partir de fluidos hidrotermais supersaturados. Esses hidrotermalitos foram datados por Sm-Nd em 1837 ± 37 Ma.
- O minério venular ocorre na forma de veios ricos em quartzo poligonal e biotita verde juntos com calcopirita e bornita aureoladas por fluorita ou albita, além de turmalina, muscovita, clorita e carbonatos. Na salbanda dos veios ocorre preferencialmente a molibdenita. Os minerais acessórios são uraninita e apatita, inclusos na biotita. Esses veios foram datados por Sm-Nd em 1700 ± 60 Ma.

- O minério disseminado ocorre nas rochas encaixantes, nos planos de foliação e nos veios brechados como calcopirita, bornita e magnetita entre as placas de biotita verde.

Lindenmayer *et al.* (2001) sugerem uma fonte profunda magmática para os metais e os sulfetos em função dos dados obtidos a partir dos isótopos estáveis: $X^{34S} = +2 \pm 3\%$; $X^{13C} = -8,414$ a $-9,449\%$, e um transporte dos metais como Cu e Au por complexos de cloro e flúor.

Depósito Cu-Au-(Bi-W-Sn) de Breves

O depósito de Breves, recentemente descoberto pela CVRD (Nunes *et al.* 2001), situa-se a aproximadamente 9 km a nordeste da mina de Igarapé Bahia, no domínio da zona de cisalhamento Carajás que controlou a colocação das intrusões graníticas. A mineralização Cu-Au-(Bi-W-Sn) é disseminada numa extensa zona de alteração, que é associada a uma intrusão de monzogranito e sienogranito, datada em 1,88 Ga nos siltitos e arenitos da seqüência sedimentar Águas Claras, a qual sofreu intensa silicificação. A zona de alteração é caracterizada pela abundância de quartzo-muscovita, a qual contém inclusões de cristais eudíricos de arsenopirita rica em cobalto (até 12% Co), de pirita e pirrotita, além de molibdenita, ferberita, cassiterita, bismutinita, bismuto nativo, fluorita e turmalina. O ouro, com alto conteúdo em prata (até 24% Ag), ocorre como inclusões na calcopirita, comumente em equilíbrio com bismuto nativo. Concentrações subeconômicas de nióbio aparecem freqüentemente no *greisen* em associação com o rutilo (até 2% Nb_2O_5). Veios mineralizados recortam o *greisen* e o granito: i) veios de quartzo com estrutura em parte preenchida por calcopirita, ferberita e clorita; ii) veios de quartzo com fluorita-calcopirita-arsenopirita-clorita; iii) veios de calcopirita e turmalina; e iv) veios zonados com centro rico em turmalina-fluorita-arsenopirita e zona externa rica em berilo.

As reservas do depósito de Breves foram calculadas em 50 Mt de minério com 1,22% Cu; 0,75 g/t Au; 2,4 g/t Ag; 1200 g/t W; 70 g/t Sn; 175 g/t Mo e 75 g/t Bi.

Depósitos Au da Província Tapajós–Alta Floresta

A Província aurífera Tapajós–Alta Floresta integra a faixa orogênica Tapajós–Parima (2,1–1,87 Ga), que compreende de sul para norte os domínios Alta Floresta, Tapajós, Uaimiri e Parima (Santos *et al.* 2000, 2001). Essa faixa orogênica representa a acreção de crosta juvenil na borda oeste do núcleo cratônico arqueano da Amazônia Central. Segundo Santos *et al.* (2000) a evolução dessa faixa orogênica entre 2,1 e 1,87 Ga resultou na individualização da seqüência vulcanossedimentar de Jacareacanga (2,1 Ga) na sua porção ocidental e na formação de arcos magmáticos calcialcalinos representados pelo Complexo Cuiú-Cuiú (2,03 Ga) e pela Suíte

Parauari (1,95 a 1,88 Ga). Posteriormente ocorreu o magmatismo anorogênico Uatumã (*ca.* 1,87 Ga) que resultou no vulcanismo intermediário a ácido do Grupo Iriri e no plutonismo granítico da Suíte Maloquinha (1,87 Ga). Bacias tafrogênicas proterozóicas recobrem as vulcânicas do Grupo Iriri e os granitos Maloquinha.

Entre 1970 e 1990, essa província foi a maior fonte de ouro no Brasil, com uma produção estimada entre 200 e 300 t Au a partir da exploração garimpeira em aluviões e de pequenas minas mecanizadas.

Apesar do conhecimento ainda incipiente da região, existem três tipos principais de depósitos de ouro na Província Aurífera Alta Floresta–Tapajós (Santos *et al.* 2001): depósitos de tipo *Lode*; depósitos relacionados a intrusões graníticas; e paleoplaceres.

Depósitos de Tipo *Lode*

Este tipo de depósito (Santos *et al.* 2001), também denominado “orogênico mesozonal” (Grooves *et al.* 1998), encontra-se associado a zonas de cisalhamento regionais desenvolvidas em metaturbiditos do grupo Jacareacanga (depósitos de Buiúçu, Tapajós, Maués ou Espírito Santo, Teodorico e Domingos) ou em rochas metamórficas e granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Tropas (depósitos de Ouro Roxo, Cantagalo, Pepeu, São Jorge, Erédio, Patinhas, Goiano e Conceição). As principais mineralizações, que são associadas a presença de “*roof pendants*” e xenólitos máficos nos granitóides cisalhados, são representadas por veios de quartzo ricos em pirita e veios de pirita, com pequenas proporções de calcopirita, enquanto os outros sulfetos são raros. Existe forte correlação entre a pirita e o ouro, este último aparecendo em finas partículas (<125 μm) na pirita e como ouro livre. As zonas mineralizadas apresentam alteração hidrotermal de natureza clorítica, sericitica e carbonática. O principal representante desta categoria é o depósito de Ouro Roxo (Santos *et al.* 2001) que apresenta teores de ouro variando desde alguns g/t até 32,2 g/t Au. Os veios ricos em pirita subparalelos, com 10 cm de espessura, podem formar um intervalo de 8,2 m de espessura com teor médio de 9,3 g/t Au.

Depósitos Relacionados a Intrusões

Nesta categoria, relacionada a processos de subducção em ambientes de placas ativas, distinguem-se aqui dois subtipos em função da profundidade das intrusões graníticas às quais as mineralizações são associadas.

Depósitos Au Tipo Pórfiro

Algumas intrusões mostram um sistema de *stockwork* mineralizado predominante nos depósitos de Jutaiá, Paraíba, Serrinha, Alcântara, Carbeirinho e Abacaxis (Santos *et al.* 2001), apresentando semelhanças com os depósitos pórfiro-Au (Sillitoe, 1991), tais como mineralização disseminada e

presença de magnetita hidrotermal. O principal representante deste tipo é o depósito de Serrinha no Domínio Alta Floresta.

O Depósito de ouro de Serrinha encontra-se associado ao granito Serrinha do Matupá, situado no extremo norte do Mato Grosso.

Este granito, datado em 1872 ± 12 Ma por Pb-Pb em zircão, apresenta-se como um corpo de biotita monzogranito, de equigranular a porfirítico, com rara hornblenda e magnetita, ilmenita, titanita, zircão, fluorapatita, allanita e monazita como minerais acessórios (Moura, 1998; Botelho e Moura, 1998).

O granito Matupá é calcialcalino, metaluminoso a peraluminoso, semelhante aos granitos do tipo I oxidado, gerados em ambiente de arco vulcânico ou pós-colisional.

O granito Matupá foi afetado por intensa alteração hidrotermal, a qual se manifesta inicialmente por intensa microclínização. À fase de alteração hidrotermal inicial, sucederam-se fases de albitização, cloritização, sericitização, piritização e carbonatação (Moura, 1998). A mineralização de ouro no depósito Serrinha é disseminada e restringe-se às áreas de mais intensa alteração hidrotermal do granito Matupá. Os teores de ouro aumentam com a piritização. Magnetita hidrotermal e rutilo acompanham normalmente a pirita. O minério possui baixos teores de Ag, Cu, Pt, Pd, Te, Se, Mo, Bi e Sn. O ouro aparece na forma nativa, incluso e preenchendo as fraturas das duas primeiras gerações de pirita. Os valores dos isótopos de enxofre obtidos para as piritas de Serrinha variam de +1,3‰ a +3,5‰, sendo compatíveis com um fluido mineralizante oriundo do próprio granito.

Segundo Moura (1998), Botelho e Moura (1998), as características da mineralização de ouro do Depósito Serrinha sugerem a sua classificação como do tipo ouro pórfiro (Sillitoe, 1991).

Os granitos Batalha (1883 ± 4 Ma) e Rosa de Maio (1879 ± 11 Ma), tardi a pós-colisionais, intrusivos em granitóides da Suíte Parauari (1897 ± 6 Ma), representados por fácies de hornblenda-biotita monzogranito cinza a rosado, tendendo a sienogranito, de natureza calcialcalina a subalcalina, metaluminosa a peraluminosa, mostram uma alteração hidrotermal complexa em parte semelhante ao granito Matupá. A evolução da alteração hidrotermal foi reconstituída em detalhe por Juliani *et al.* (2001), sendo assim resumida: i) metassomatismo sódico pervasivo com substituição total dos plagioclásios e feldspatos potássicos ígneos e cristalização de albita intersticial; ii) metassomatismo potássico com microclínio intersticial, biotita hidrotermal e hematita fina induzindo a cor vermelha intensa (2,6 kbs; 500°C); iii) enriquecimento em H₂O, CO₂ e S no fluido concomitante à diminuição da temperatura e ao empobrecimento de elementos alcalinos acompanhado de intensa propilitização com clorita-carbonato-epidoto-fluorita-quartzo-sulfetos preenchendo os interstícios e fraturas com ouro livre e em microfraturas na pirita (2,6 kbs; 340°C); iv) último estágio da alteração com

sericita (predominante)-quartzo-pirita fissural e pervasiva em volta das fraturas (290°C); e v) cisalhamento com sericita-quartzo e sulfetos nas fraturas (150 a 65°C).

Esses depósitos podem representar a transição entre os depósitos de tipo pórfiro mais profundos e os depósitos epitermais mais rasos.

Depósitos Epitermais

Os depósitos considerados aqui como epitermais foram inicialmente sugeridos por Robert (1996), Dreher *et al.* (1998, 1999) e Jacobi (1999) a partir do reconhecimento da adulária em fraturas mineralizadas. Cabe a Juliani (2001) a descoberta de edifícios vulcânicos de grande porte e a identificação de sistemas epitermais de tipo *low-sulfidation* e *high-sulfidation* segundo a classificação de Heald *et al.* (1987). Na região compreendida entre os rios Tapajós e Jamanxim, Juliani (2001) descreveu a ocorrência de granitos vermelhos atribuídos às fases tardias da Suíte Parauari, associados a granófiros e pórfiros riolíticos, sotopostos à seqüência vulcanossedimentar do Grupo Iriri, a qual foi dividida em dois intervalos: i) seqüência inferior composta predominantemente por rochas ígneas e vulcanoclásticas de composições andesíticas a dacíticas e riolíticas. Essa seqüência é truncada pelas caldeiras e recoberta por ignimbritos, tufo, cinzas vulcânicas, hialoclastitos e sedimentos vulcanoclásticos que também preenchem as caldeiras colapsadas; e ii) seqüência superior constituída essencialmente de estratovulcões e domos riolíticos aos quais se associam as mineralizações epitermais em zonas de brechas hidrotermais. Os referidos autores identificaram mineralizações relacionadas aos sistemas epitermais de tipo *low-sulfidation* e *high-sulfidation* em ambiente raso (500 bar; 300°C). A Suíte Parauari e o Grupo Iriri são cortados pelos granitos anorogênicos da Suíte Maloquinha.

a) Sistema Epitermal *Low-sulfidation*: adulária + sericita + Au, Cu, Mo

A evolução da alteração hidrotermal se manifesta sucessivamente por alteração propilitica (clorita) fissural e pervasiva; por alteração sericítica com a associação característica adulária + sericita, junto com calcita-fluorita-clorita-quartzo, que preenche as fraturas e substitui a matriz das brechas vulcânicas; por mineralização de ouro associada a pirita, calcopirita, bornita e molibdenita.

b) Sistema Epitermal *High-sulfidation*: quartzo + alunita + Au, Ag, Cu

A evolução da alteração hidrotermal se manifesta: por intensa alteração propilitica (clorita) nas zonas mais distais e sericítica nas zonas mais profundas; por alteração argílica avançada de baixa e alta temperatura nas zonas superiores; por alunização caracterizada pela associação alunita + quartzo nas partes centrais dos condutos de brechas hidrotermais, acompanhada por

silicificação porosa e maciça, formando os *silica caps* oxidados no topo, tingidos de vermelho pela hematita fina. Nessas zonas silicosas concentram-se as mineralizações depositadas pelos fluidos magmáticos (330°C nas zonas mais profundas; 140°C nas zonas superiores), com as paragéneses características: enargita-luzonita-woodhouseita-svanbergita, junto com pirita-calcopirita, bornita, covelita, galena, esfalerita, além de ouro e prata nativos.

Depósitos de Paleoplacer

Este tipo de depósito de ouro é representado pelo paleoplacer do Castelo dos Sonhos (Araneda *et al.* 1998), onde a seqüência sedimentar proterozóica é formada por conglomerados, quartzitos conglomeráticos e quartzitos metamorfizados na fácies xisto verde. O ouro de origem detrítica ocorre na forma livre intergranular ou em inclusões (5–200 µm) no quartzo, as maiores concentrações ocorrendo nos conglomerados ricos em seixos em relação à matriz.

Distrito Cu-Zn-Au do Alto Jauru

A seqüência vulcanossedimentar do Alto Jauru é dividida em três unidades (Monteiro *et al.* 1988): i) Unidade basal vulcânica máfico-ultramáfica da Formação Mata Preta; ii) Unidade intermediária vulcânica ácida da Formação Manoel Leme; e iii) Unidade superior sedimentar da Formação Rancho Grande.

Essa seqüência é intrudida por rochas plutônicas gnaissificadas de composição tonalítica. A sua idade situa-se entre 2,0 e 1,7 Ga (Geraldés *et al.* 1996; Pinho, 1996). O depósito Au de Cabaçal, associado a uma faixa vulcanossedimentar formada em ambiente de arco de ilha (Pinho *et al.* 1997), está hospedado em uma seqüência de tufos e rochas vulcanoclásticas intercalados com níveis de *chert* da Formação Manoel Leme (Monteiro *et al.* 1988). Três principais tipos de mineralização têm sido reconhecidos: a) Associada à zona de cisalhamento; b) Tipo sulfeto vulcanogênico maciço (VMS); e c) Disseminada em corpos de tonalito (Pinho *et al.* 1997).

A mineralização, que se apresenta disseminada, bandada, venulada, brechóide e maciça, é composta por sulfetos, como calcopirita, pirita, pirrotita, marcassita, esfalerita, cubanita, galena e molibdenita em associação com selenetos, teluretos e ligas Au-Ag e Au-Bi (Pinho, 1996; Pinho *et al.* 1997). As reservas totais do depósito de Cabaçal foram estimadas em 1,8 Moz Au; 0,6 Moz Ag; e em 43.000 t Cu (Souza, 1988).

Distrito Pb-Zn de Aripuanã

Na área da Serra do Expedito, Costa (1999) relata uma predominância de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias sobre as sedimentares na Seqüência Roosevelt–Aripuanã,

datada em 1762 ± 6 Ma e intrudida pelo granito Aripuanã em 1755 ± 5 Ma (Neder *et al.* 2000). Três unidades litológicas principais foram reconhecidas da base para o topo:

- a) Seqüência vulcânica basal de natureza ácida a intermediária, incluindo derrames de lavas e camadas tufáceas;
- b) Seqüência intermediária transicional; e
- c) Seqüência sedimentar superior de metargilitos, metatufos e *metacherts* interestratificados.

Os trabalhos de pesquisa revelaram uma faixa de rochas vulcânicas e sedimentares, orientada NW–SE, hospedeira de mineralização sulfetada de Zn, Pb, Ag, Cu e Au de extensão superior a 10 km, ultrapassando os limites pesquisados. Nessa faixa foram identificadas quatro zonas mineralizadas denominadas *West Structure*, *Valley Zone*, Massaranduba e Babaçu. Essas mineralizações, que ocorrem na forma de lentes de sulfetos maciços ou semimaciços, têm normalmente expressão superficial na zona oxidada sob a forma de *gossams*. A mineralização econômica, porém, restringe-se ao minério sulfetado (não-oxidado e não-aflorante). Os corpos sulfetados subaflorantes foram muito bem delineados por intensa campanha de sondagens.

O depósito está encaixado no horizonte de lapilli tufos e cristal tufos dacíticos intercalados com derrames de pórfiros dacíticos maciços e camadas de carbonatos e *cherts*. É composto por pirrotita, pirita, esfalerita, galena, calcopirita e arsenopirita. Segundo Neder *et al.* (2000) dois tipos de minério foram identificados: rico em esfalerita e rico em cobre, com altos teores Cu-Au. Os corpos de minério são envolvidos por zonas de alteração hidrotermal, constituídas de clorita, biotita e minerais calciossilicatados. Umaz zonas ricas em magnetita se sobrepõem às de sulfetos maciços.

Neder *et al.* (2000) admitem que a íntima associação das lentes de minério com as rochas vulcânicas sugere uma origem exalativa. No entanto, segundo esses autores, a ausência de típicas texturas exalativas, a intensa alteração calcissilicática e o caráter sin-deformacional do depósito não coadunam com o clássico modelo VMS. Por isso, eles propõem um modelo de substituição hidrotermal epizonal relacionado à intrusão granítica.

A reserva total (medida + inferida) para um teor de corte de 3% de Zn é da ordem de 12,7 milhões de toneladas com teores de 1,60% Pb; 7,89% Zn; 0,08% Cu; 54,21g/t Ag e 0,22g/t Au. As reservas estimadas são da ordem de 40 milhões de toneladas com teores de 7,5 a 8,5% Zn (Mário Costa, informação verbal).

Distrito de Cobre de Terra Preta

Na área de Terra Preta, cabeceira do Rio Sucunduri, Carvalho e Figueiredo (1982) descrevem uma seqüência marinha do Grupo Beneficente constituída das seguintes unidades litoestratigráficas: i) Unidade I, detrítica basal; ii) Unidade II,

clasto-química; iii) Unidade III, clástica intermediária; e iv) Unidade IV, clasto-química.

A mineralização de cobre situa-se no topo da Unidade I clástica basal e na base da Unidade II clasto-química inferior. Ocorre na forma de calcopirita e bornita, acompanhadas por pirita, galena, esfalerita e magnetita. É direta ou indiretamente associada à presença de magnesita, barita e colofana.

Esta mineralização encontra-se em arenitos compactos escuros, em arenitos calcíferos e argilitos, em calcarenitos e camadas maciças de calcários magnesianos com barita e estromatólitos. Os teores encontrados são muito variáveis, entre 0,1 e 3% Cu, chegando a constituir horizontes mineralizados de 7 m de espessura com 0,35% Cu.

Escudo Atlântico

No Escudo Atlântico, os principais depósitos minerais paleoproterozóicos encontram-se essencialmente no Cráton São Francisco e em algumas áreas restritas das faixas de dobramentos brasileiras.

Cráton São Francisco

No Cráton São Francisco (Fig. VII.4) importantes depósitos minerais são associados à seqüência *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Au), aos terrenos de alto grau nos Distritos de Caraíba (Cu), Ipueira–Medrado–Campo Formoso (Cr) e Lagoa Real (U), à seqüência sedimentar de Jacobina (Au) e à Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero (Au; U; Fe; Au).

Distrito Au do Rio Itapicuru

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI), descrito por Mascarenhas (1973), Kishida (1979), Davison *et al.* (1988), encontra-se hospedado no Bloco Serrinha. A seqüência vulcanossedimentar é composta por:

- i) Unidade vulcânica máfica basal de filiação tholeiítica, rica em ferro, de fundo oceânico tipo MORB;
- ii) Unidade vulcânica, intermediária a félsica, calcialcalina com características de arco continental; e
- iii) Unidade sedimentar superior constituída por turbiditos, *cherts* e BIFs.

O conjunto é intrudido por granitóides do tipo I, sin a tarditectônicos, os quais conferem à área uma estrutura de domos e quilhas orientados N–S muito característica. A evolução das supracrustais e dos granitóides ocorreu no intervalo de tempo compreendido entre 2,2 Ga (basaltos) e 2,0 Ga (granitóides sin-tectônicos), determinado por datações geocronológicas Pb–Pb e U–Pb em zircões (Silva, 1992; Silva e Cunha, 1999). O conjunto supracrustal encontra-se metamorfizado na fácies xisto-verde.

Importantes concentrações de ouro são encontradas nos

distritos da Fazenda Maria Preta, ao norte, e da Faixa Weber, ao sul, do GBRI (Kishida *et al.* 1991).

Fazenda Maria Preta

O Distrito da Fazenda Maria Preta (Coelho e Freitas-Silva, 1998; Alves da Silva *et al.* 1998) consiste num grupo de pequenos depósitos, possuidor de reservas estimadas em 12,5 t de Au, as quais foram exploradas por mineração a céu aberto até o início de 1998. Esses depósitos se localizam na porção norte do GBRI, em três zonas de cisalhamento dúctil sinistral de segunda ordem, orientadas NS/50–70W e paralelas à zona de cisalhamento principal situada mais a leste.

A maioria dos depósitos de ouro hospeda-se em veios de quartzo, que são acompanhados por alteração hidrotermal das rochas encaixantes (Coelho e Freitas-Silva, 1998).

Em geral, a alteração hidrotermal em volta dos veios consiste em silicificação, carbonatização, acompanhada por clorita e sericita, e em sulfetação (pirita, arsenopirita e pirrotita). O ouro é encontrado em estado livre no quartzo e nos sulfetos. A origem dos fluidos é considerada metamórfica (Alves da Silva *et al.* 1998).

Em conclusão: o principal controle das mineralizações auríferas consiste na geometria tabular dos veios de quartzo que hospedam os corpos mineralizados, os quais preenchem os espaços abertos ao longo das zonas de cisalhamento de segunda ordem. Um controle secundário é exercido pela lineação de estiramento, a qual reorienta os corpos mineralizados segundo essa direção.

Faixa Weber

Os depósitos da Faixa Weber (Santos *et al.* 1988; Teixeira *et al.* 1990; Reinhardt e Davison 1990; Alves da Silva *et al.* 1998; Silva *et al.* 2001) são encontrados ao sul numa virgacão E–W correspondente a uma zona de cavalgamento, resultando numa posição estratigráfica invertida das diversas unidades que, de sul para norte, são compostas pelas seguintes unidades:

- Unidade Incó, composta por carbonato-clorita xistos, representando basaltos;
- Unidade Fazenda Brasileiro, que contém as mais importantes concentrações de ouro;
- Unidade Canto, constituída por sedimentos pelíticos carbonosos intercalados com rochas vulcânicas piroclásticas; e
- Unidade Abóbora, representada por uma espessa seqüência de basaltos com finas intercalações sedimentares.

A Unidade Fazenda Brasileiro, que contém as mais importantes concentrações de ouro (Fazenda Brasileiro, Riacho do Incó, Dor de Dente Este, Dor de Dente e Pau-a-Pique), apresenta internamente três seqüências distintas:

- Seqüência de xistos grafitosos, que capeia a principal zona mineralizada;

- Seqüência de xistos com quartzo, clorita e magnetita, a qual forma dois horizontes com 20 m e 3 m de espessura respectiva, que hospeda as mineralizações;
- Seqüência intermediária, composta de sericita-clorita-carbonato xistos, e plagioclásio-actinolita xistos, esses últimos correspondentes a corpos gabróicos alterados.

Na Mina Fazenda Brasileiro as mineralizações são encaixadas nos horizontes de quartzo-clorita-magnetita xisto mais ou menos grafitoso, cujas reservas foram estimadas em 150 t Au com o minério contendo 7–8 g/t Au e uma produção anual vizinha de 4,5 t Au (1998). Os corpos mineralizados podem atingir até 500 m de comprimento e 40 m de espessura e são paralelos à lineação de estiramento dúctil. Esses corpos relacionam-se a diversas gerações de veios de quartzo e sulfetos associados, os quais podem constituir um verdadeiro halo de alteração sulfetada com pirita, pirrotita, arsenopirita, carbonato e albita. Os veios mineralizados V_2 e V_3 são discordantes em relação à foliação principal, enquanto os veios V_1 concordantes e boudinados são estéreis. A arsenopirita é considerada o sulfeto mais importante por estar sempre associada ao ouro. Entretanto, em outras minas da Faixa Weber, como na Mina da Fazenda Riacho do Incó, o ouro pode estar associado preferencialmente à pirrotita. O ouro aparece no estado livre e está localizado nos contatos dos grãos, nas microfaturas e em oclusões junto aos sulfetos. Nas Minas Canto I e Canto II, que se situam na Unidade Canto, a mineralização é associada a feldspato-sericita-quartzo xistos e feldspato-sericita-clorita-quartzo xistos interpretados como pertencentes a uma seqüência piroclástica de aglomerados e tufos, cujos corpos mineralizados mostram a mesma história deformacional observada na Unidade Fazenda Brasileiro (Alves da Silva *et al.* 1998). A mineralização principal, entretanto, ocorre preferencialmente em veios de quartzo paralelos ou sub-paralelos à foliação milonítica e são interpretados como veios de cisalhamento com dezenas de metros de comprimento e alguns metros de largura, onde o controle da arsenopirita, dos sulfetos e das litologias ricas em ferro é menos importante que na Unidade Fazenda Brasileiro.

As circulações de fluidos hidrotermais, que foram a origem das mineralizações da Faixa Weber, foram relacionadas aos eventos D_2 e D_3 que afetaram a área, tendo sido em grande parte canalizadas pelas zonas de cisalhamento da fase D_1 (Alves da Silva *et al.* 1998). A fonte do ouro foi relacionada à lixiviação deste metal contido nos basaltos por meio dos fluidos gerados pelas intrusões graníticas, a partir da desidratação da pilha vulcanossedimentar.

Distrito de Cobre do Rio Curaçá

O depósito de cobre de Caraíba (D'El Rey Silva e Oliveira, 1999; Lindenmayer, 1981), localizado no vale do Rio Curaçá, está associado a um complexo máfico-ultramáfico intrusivo no cinturão de alto grau Curaçá-Salvador, constituída de

gabros, gabronoritos, leucogabros, peridotitos, olivina-piroxenitos, hiperstenitos, melanoritos e noritos.

A mineralização principal é associada aos hiperstenitos, cuja cor varia de marrom escura a negra, com textura granoblástica grosseira geralmente equigranular, compostos por hiperstênio, hornblenda, biotita, plagioclásio, com apatita, zircão e granada como acessórios. É constituída essencialmente de magnetita, calcopirita e bornita disseminadas, além de calcosita e ilmenita subordinadas. Nos noritos de coloração cinza médio, ocorre alguma mineralização de magnetita, ilmenita e apatita.

Geralmente, o Depósito Cu de Caraíba é considerado como um *sill* estratificado, derivado de magma tholeiítico intrudido pré ou sintectonicamente à fase de deformação D_1 (D'El Rey Silva, 1985, 1996, 1999; Lindenmayer, 1981). Entretanto, Oliveira (1989) advoga em favor de origem por intrusões múltiplas de diques pós ou sin F_3 (Oliveira e Lafon, 1995; Oliveira e Tarney, 1995).

A mineralização sulfetada, disseminada ou na forma de corpos maciços irregulares nos hiperstenitos encontra-se intensamente deformada e apresenta forma característica de cogumelo. Explorado desde 1978 por mineração a céu aberto e subterrânea pela Caraíba Mineração S.A., o depósito produziu até 1998 cerca de 600 Mt de minério com um teor de 1,6% Cu. Em 1996, as reservas da Mina Caraíba eram da ordem de 42 Mt de minério com 1,82% Cu. Na área da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), situada ao norte, são conhecidas reservas, cuja estimativa é de aproximadamente 54,5 Mt de minério com 1,03% Cu.

Depósito de Cobre do Serrote da Laje

O Depósito do Serrote da Laje, situado perto da cidade de Arapiraca, no Estado de Alagoas, encontra-se encaixado em gnaisses e rochas calcissilicatadas do Maciço Pernambuco-Alagoas, na forma de um *sill* constituído de metahiperstenitos, níveis ricos em magnetita, magnetita-biotita xistos, anfíbolitos, metagabros e metanoritos/anortositos. A mineralização encontra-se disseminada preferencialmente nos hiperstenitos e nos magnetita-biotita xistos e, em grau menor, nos noritos. É caracterizada por uma alta razão Cu/Ni e apresenta muita semelhança com o depósito de cobre de Caraíba (Lindenmayer, 1981). Os principais minerais do minério (Horbach e Marimon, 1988; Figueiredo, 1992) são óxidos como magnetita-ilmenita e sulfetos como calcopirita, bornita, pirrotita e pentlandita, os quais ocorrem intersticialmente em espaços intergranulares a magnetita e silicatos. Além da pentlandita, ocorrem outros sulfetos de Ni e Co: milerita e godlevskita com teores elevados de Co (0,5–3%), V (0,5%), Ni (0,3%) e Cr (1,5 a 2,0%), enquanto a ilmenita é depletada em Ni, V e Cr, e enriquecida em Fe^{3+} (3,7 a 5,5%).

As reservas do depósito do Serrote da Laje (Horbach e Marimon, 1988; Figueiredo, 1992) foram estimadas em 60 Mt

de minério contendo 0,8% Cu e 0,22 g/t Au, além de teores significativos em V, Ag, Ni, Co, Ga, Te, Pt e Pd.

A origem da mineralização é relacionada à diferenciação magmática e à separação da fase sulfetada, a partir de um magma tholeiítico intrudido na forma de *sill* numa seqüência sedimentar, em regime extensional antes da deformação e do metamorfismo do Evento Transamazônico (Horbach e Marimon, 1988; Figueiredo, 1992).

Distritos de Cromita do Rio Jacurici e de Campo Formoso

Os depósitos de cromita do vale do Rio Jacurici e de Campo Formoso são associados a complexos máfico-ultramáficos e apresentam importantes reservas deste mineral.

Depósitos do Rio Jacurici

Ao longo do vale do Rio Jacurici são conhecidos cerca de 15 corpos máfico-ultramáficos mineralizados em cromo. Os diversos corpos são descontínuos e encaixados concordantemente na foliação gnáissica regional. As minas em produção pertencem à Mineração Vale do Jacurici, subsidiária da Companhia Ferro-Ligas da Bahia (FERBASA). Os depósitos de Medrado e Ipueira estão associados a um complexo máfico-ultramáfico, com cerca de 7 km de extensão e 300 m de largura, intrusivo no cinturão Salvador-Curaçá e interpretado inicialmente como um *sill* estratificado (Barbosa de Deus e Viana, 1982), que desenha uma grande sinforma orientada N-S.

O *sill* é formado, da base para o topo, por dunitos (120 m) intercalados com níveis de harzburgitos, por harzburgitos (até 60 m), por piroxenitos (5 m) e por gabros (35 m), os quais apresentam feições de cumulos muito características. No *sill*, destaca-se um horizonte de cromitito com espessura média de 7 m (5 a 15 m), que marca uma importante mudança em sua composição: abaixo predominam os dunitos, enquanto acima prevalecem os harzburgitos. Outras camadas menores de cromitito, com espessura de 0,3 a 1,1 m ocorrem ao longo do *sill*, mas sem continuidade lateral. Os grãos de cromita, com diâmetro de 0,2 a 0,8 mm, subédricos e finos, constituem mais de 90% da rocha, o restante sendo representado por ortopiroxênio intercumulus (5 a 10%).

O estudo da variação composicional dos silicatos, realizado por Barbosa de Deus e Viana (1982), mostra um decréscimo no teor Fo e En das olivinas e piroxênios, da base para o topo do *sill*, o que é compatível com os complexos estratiformes. Entretanto, a variação críptica dos minerais e, notadamente, um aumento significativo de MgO abaixo do nível principal de cromitito sugerem a injeção de magma primitivo durante a formação do nível principal de cromita (Marques, 1999; Barbosa de Deus e Viana, 1982).

As reservas de cromita da região foram estimadas em torno de 10,2 Mt de minério com teor superior a 30% Cr₂O₃. A produção anual (1998) das minas de Medrado e Ipueira é de cerca de 500.000 t de minério (Mello *et al.* 1986; DNPM, 1998).

Depósitos de Campo Formoso

O Complexo de Campo Formoso, com cerca de 40 Km de comprimento e 900 m de espessura, é intrusivo nas rochas granulíticas do Bloco Mairi, sendo cortado pelo granito Campo Formoso, datado em 2,0 Ga (Sabatê *et al.* 1990), e recoberto em discordância pelo Grupo Jacobina. É formado, da base para o topo, por actinolita gnaisse, tremolita-actinolita serpentinito e serpentina-clorita-carbonato-talco xisto. As duas unidades superiores, que correspondem a cumulos peridotíticos serpentinizados, apresentam sete camadas de cromititos maciços, disseminados e fitados, quatro dos quais mostram real importância econômica (Barbosa de Deus *et al.* 1982; Duarte e Fontes, 1986). Os grãos de cromita são euédricos, com diâmetro médio de 1 mm, apresentam textura em rede e, eventualmente, textura de olivina oclusa. Além de cromita, magnetita, ilmenita e sulfetos (millerita, pentlandita e polydimita) são presentes como minerais acessórios. Associadas aos sulfetos, que são posteriores à cromita, foram encontradas anomalias em elementos do grupo da platina.

Distrito de Esmeraldas de Carnaíba e Socotó

As jazidas de esmeralda (Couto *et al.* 1991) são encaixadas no Complexo de Campo Formoso, de idade paleoproterozóica, formado por rochas ultramáficas serpentinizadas com importantes níveis de cromita, metamorfizado na fácies xisto-verde a anfibolito durante o Evento Transamazônico (\approx 2,0 Ga) e intrudido pelos granitos peraluminosos de Carnaíba e Campo Formoso, também de idade transamazônica. O conjunto é sobreposto em discordância pelos metassedimentos conglomeráticos do Grupo Jacobina.

Os flogopititos podem ter extensão da ordem de 200 a 300 m e espessura de alguns metros, e a sua geometria é controlada pelas estruturas que têm guiado a percolação dos fluidos, notadamente os veios de aplopegmatitos que contêm granada, apatita e berilo. Nos serpentinitos, os pegmatitos são feldspatizados (dequartzificação) e transformados em plagioclasitos (pegmatóides). As esmeraldas ocorrem nos plagioclasitos (albita e clevelandita), e mais comumente nos flogopititos (teor médio 12 g/t), às vezes nos veios com turmalina e plagioclásio e nos quartzitos. São acompanhadas por alessandrita, fenacita, scheelita, molibdenita.

Um segundo estágio de mineralização caracteriza-se pelo desenvolvimento de um sistema de veios e filões de quartzo com muscovita que alteram parcialmente as estruturas mineralizadas anteriores e provocam a muscovitização e a cloritização dos flogopititos, bem como a sericitização dos plagioclasitos. Esses filões podem conter molibdenita, scheelita, turmalina e berilo amarelo. As datações K-Ar e Ar-Ar dos flogopititos (Giuliani *et al.* 1994) confirmaram a idade Transamazônica da mineralização: 1960 \pm 28 Ma, 1979 \pm 28 Ma, 1973 \pm 20 Ma, o que indica que a formação dos flogopititos foi contemporânea do resfriamento do Granito de Carnaíba.

Nos depósitos de Carnaíba e Socotó, o metassomatismo provocado pela percolação dos fluidos hidrotermais ao longo dos planos de anisotropia conduz a formação de colunas metassomáticas (Rudowski *et al.* 1987; Rudowski, 1989; Giuliani *et al.* 1997), cujo resultado é a individualização de zonas metassomáticas em volta de uma zona central de plagioclasito, que é bordejada por uma banda simétrica de flogopitito, e pode atingir até 2 m de espessura. A esmeralda cristaliza-se nas zonas de plagioclasito e flogopitito, onde a cromita vem sendo dissolvida pelos fluidos hidrotermais, a frente do desaparecimento do espinélio marcando o limite externo da zona de precipitação da esmeralda.

Os depósitos de Carnaíba e Socotó foram classificados como associados a pegmatitos (Giuliani *et al.* 1997).

Complexo Carbonatítico de Angico dos Dias

Na região de Campo Alegre de Lourdes, é também conhecida a importante ocorrência de carbonatito de Angico dos Dias (Silva *et al.* 1988, 1997). O complexo carbonatítico, intrusivo nas rochas gnáissico-migmatíticas do embasamento da Faixa Riacho do Pontal, é constituído de dois corpos principais de carbonatitos, com orientação N20E e que mergulham de 20° a 45° para NW. Os carbonatitos, datados em 2011 ± 6 Ma por U-Pb sobre baddeleyita e zircão, são compostos por olivina-apatita sovito, biotita-apatita sovito e magnetita-olivina-apatita sovito e são envolvidos por extensa auréola zonada, de natureza sienítica, que representa um cortejo de fenitos reomórficos e metassomáticos produzidos pela ação do magma carbonatítico de alta temperatura, rico em sódio e voláteis, sobre os milonito-gnaisses leucocráticos do embasamento (Lapin *et al.* 1999). A apatita verde-clara dos carbonatitos encontra-se associada à calcita (predominante), junto com dolomita, biotita, magnetita, olivina serpentinizada, além de minerais acessórios como monazita, baddeleyita, antofilita, estroncianita, sulfetos (pirita, pirrotita e galena), witherita, carbonatos de elementos terras raras e celestita. Esses carbonatitos são pobres em Mg e Ba e enriquecidos em P_2O_5 (8% apatita), além de ETR e Zr, e classificados como carbonatitos lineares de cinturões móveis (Lapin *et al.* 1999).

As reservas de minério residual, composto de apatita com granulação grosseira em matriz de argilo-minerais e de óxidos/hidróxidos de ferro, foram estimadas em 15 Mt com 15,4% P_2O_5 .

Distrito Au de Jacobina

Os estudos de Leo *et al.* (1964) estabeleceram os grandes traços da geologia da Serra da Jacobina. A denominação Grupo Jacobina corresponde a uma espessa seqüência de metassedimentos clásticos verticalizados, a qual repousa sobre um embasamento granito-gnáissico, tido como Arqueano, e é intrudida por *sills* e diques de rochas máficas. Esta seqüência foi dividida em três formações, da base para o topo: Formação

Serra do Córrego; Formação Rio do Ouro; Formação Cruz das Almas.

As mineralizações Au-U-Pi são associadas a níveis conglomeráticos da Serra do Córrego, tendo sido comparadas aos seus análogos do Witwatersrand, na África do Sul, já em 1935, por Leonardos, e detalhadas sucessivamente por Cox (1967), Baldini e Takai (1978), Molinari (1983), Molinari e Scarpelli (1988) e Scarpelli (1991). Os conglomerados caracterizam-se pela abundância dos seixos de quartzo de veio (até 97%), neles notando-se ainda a presença de quartzito e de *chert*. Os minerais pesados acessórios mais comuns são turmalina, zircão, torita, monazita, magnetita e cromita. Os quartzitos associados mostram frequentemente estratificações cruzadas que indicam paleocorrentes atuando no sentido leste para oeste. A cor esverdeada, comum e característica dos quartzitos, é devida à presença de fuchcita.

Os horizontes conglomeráticos mais favoráveis para a concentração do ouro apresentam seixos médios e pequenos, com bom empacotamento, assim como elevado grau de esfericidade e arredondamento. A presença de pirita é constante na forma de cristais idiomórficos ou de nódulos, com diâmetro de 1 a 3 mm, e pode constituir até 90% da matriz dos conglomerados. Quando oxidados, esses níveis piritosos conferem aos conglomerados coloração avermelhada bem característica. Importante silicificação desenvolveu-se nos horizontes quartzíticos e conglomeráticos.

A presença de urânio é assinalada na forma de uraninita e brannerita (White, 1957). Os horizontes conglomeráticos mineralizados, sujeitos à exploração subterrânea entre 1976 e 1996, são denominados *Basal Reef*, *Main Reef*, Intermediário e Canavieiras, os quais contêm teores de ouro variando entre 2 e 10 g/t. O ouro aparece em grãos arredondados e subarredondados com diâmetro entre 0,03 e 0,3 mm, contendo 22% Ag, em média. Outros sulfetos – calcocita, bornita, calcopirita, covellita, digenita, esfalerita, galena e molibdenita – ocorrem como minerais acessórios subordinados.

A origem do ouro é classificada como detrítica (Cox, 1967; Baldini e Takai, 1978; Molinari, 1983; Molinari e Scarpelli, 1988; Scarpelli, 1991), assim como o é a da pirita e a da uraninita, por comparação direta com os depósitos homólogos de Witwatersrand (Pretorius, 1975; Minter, 1978). O ouro e a pirita são relacionados à erosão de *greenstone belts* mais antigos, enquanto a uraninita provém do embasamento granítico. A concentração desses minerais pesados ocorre mecanicamente em associação preferencial com os horizontes conglomeráticos e caracteriza o modelo de Paleoplacer.

Em oposição aos modelos tradicionais, diversos pesquisadores (Phillips *et al.* 1987; Vinchon, 1989; Clemmey, 1981) contrapõem observações desfavoráveis à origem detrítica do ouro, da pirita e da uraninita, assim como a presença de piritas porosas consideradas de origem diagenética, a forma euédrica de certas piritas, a presença de cimento de pirita,

a remobilização do ouro ao longo de planos de cisalhamento e a associação com minerais metamórficos (sericita, fuchcita, turmalina e rutilo) e com sulfetos neoformados (calcopirita, pirrotita, esfalerita, ilmenita e molibdenita). Essas observações levaram esses pesquisadores a proporem um modelo de placer modificado em função da circulação de fluidos metamórfico-hidrotermais. Para o depósito de ouro de Jacobina, esta posição foi enfatizada por Ledru e Bouchot (1993), Milési *et al.* (1996) e Teixeira *et al.* (2001).

Distrito Uranífero de Lagoa Real

Nesta área, situada perto de Caetité (BA), a leste da Serra do Espinhaço, o embasamento arqueano granito-gnáissico e migmatítico (Complexo Lagoa Real) é intrudido por vários corpos graníticos porfiríticos, conhecidos como granito São Timóteo, datado em 1,74 Ga (Turpin *et al.* 1988; Cordani *et al.* 1992; Pimentel *et al.* 1994). Os gnaisses do Complexo Lagoa Real e o granito São Timóteo são afetados por zonas de cisalhamento regionais, ao longo das quais se localizam uma série de corpos de albitos lenticulares que hospedam as mineralizações uraníferas (Geisel Sobrinho *et al.* 1980; Brito *et al.* 1984; Lobato *et al.* 1982, 1983). Esses albitos distribuem-se ao longo de dois alinhamentos principais e mostram que os processos de cisalhamento, de metassomatismo sódico e de mineralização são contemporâneos (Lobato e Fyfe, 1990).

Os albitos mineralizados constituem corpos lenticulares, métricos a quilométricos, com espessura variável de alguns centímetros até uma centena de metros, mergulham segundo uma lineação de origem cataclástica e formam “charutos” alongados que podem atingir até 850 m de profundidade, como na jazida da Rabicha (Oliveira *et al.* 1985) que se encontra em fase inicial de mineração. A mineralização é composta essencialmente de uraninita na forma de cristais microcristalinos e microgranulares ($\Phi \cong 0,023$ mm). A mineralização, cuja idade havia sido avaliada em torno de 1,5 Ga (Turpin *et al.* 1988; Cordani *et al.* 1992) e relacionada a um Evento Espinhaço hipotético (Lobato e Fyfe, 1990), parece ser de 960 Ma – idade determinada por U-Pb sobre titanita (Pimentel *et al.* 1994) – e parece ter sofrido recristalização e remobilização em aproximadamente 500 Ma, isto é, durante o Evento Tectono-Termal Brasileiro (Pimentel *et al.* 1994).

Lagoa Real é o distrito uranífero mais importante do Brasil, com reservas totais avaliadas em $93.190 \text{ t U}_3\text{O}_8$.

Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero

O Ciclo Transamazônico (2,6–2,0 Ga) consiste numa série de processos sedimentares, tectônicos e magmáticos ilustrados pela evolução do Supergrupo Minas – SGM (Fig. VII.6), proposta por Marshak e Alkmim (1989) e por Marshak *et al.* (1992). A sedimentação do SGM, definido por Dorr (1969), começou provavelmente por volta de 2575 Ma em protobacias geradas pelo rifteamento da plataforma arqueana (Renger *et al.* 1994),

com a deposição das formações Moeda e Batatal do Grupo Caraça. A esse período de instabilidade sucedeu um longo intervalo de estabilidade tectônica, marcado pela sedimentação plataformal dos itabiritos da Formação Caué e dos dolomitos da Formação Gandarela, os quais pertencem ao Grupo Itabira. À Formação Gandarela, Babinski *et al.* (1992, 1995) atribuem a idade de 2420 Ma. O Grupo Itabira foi recoberto em discordância erosiva pelos sedimentos do Grupo Piracicaba (formações Cercadinho, Fecho do Funil e Tabões/Barreiro), por volta de 2400 Ma, o que, segundo Noce (1995), marcaria o início de um período de expansão oceânica, a leste e ao sul do Quadrilátero Ferrífero, com reflexos na plataforma. O processo de subducção da crosta oceânica, marcado pela intrusão do Batólito Alto Maranhão em 2124 Ma, culmina com a colisão havida entre 2065 e 2035 Ma, relacionada ao Evento Transamazônico, a qual é contemporânea da sedimentação sin-orogênica de tipo *flysch* da Formação Sabará e antecede a deposição dos sedimentos molássicos do Grupo Itacolomi. O Evento Transamazônico é responsável pela individualização do extenso Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985) que contorna a borda sul do Cráton do São Francisco (CSF) e prolonga-se a nordeste na região de Morro do Pilar, Conceição do Mato Dentro, Alvorada de Minas e Serro, onde sua definição é prejudicada pelos eventos tectônicos ocorridos durante o Mesoproterozóico e Neoproterozóico. Nessa área, o Cinturão Mineiro envolve não somente unidades atribuídas ao SGM, mas também seqüências vulcanossedimentares correlacionadas ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas (GBRV), como as de Serro, Alvorada de Minas, Conceição do Mato Dentro e Riacho dos Machados.

Depósitos Au-U-Pi da Formação Moeda

Em todo o Quadrilátero Ferrífero, numerosos trabalhos antigos de mineração são conhecidos ao longo do contato discordante entre o Supergrupo Rio das Velhas e a Formação Moeda (Grupo Caraça), base do Supergrupo Minas. Os trabalhos mais importantes se localizam nos flancos dos sinclinais Moeda, Gandarela e Ouro Fino (Renger *et al.* 1988).

As principais ocorrências mineralizadas situam-se nos conglomerados basais da Formação Moeda (Villaça, 1981; Villaça e Moura, 1981, 1985) e são caracterizadas pela associação Ouro-Uraninita-Pirita detríticos. Esses conglomerados mostram caráter monomítico a oligomítico e são compostos essencialmente por seixos de quartzo branco e cinza. Em certos locais, como no sinclinal de Ouro Fino, o caráter polimítico é mais acentuado com a presença de seixos de filitos, formações ferríferas bandadas e metavulcânicas pertencentes ao Grupo Nova Lima, além de seixos quartzíticos intraformacionais provenientes da própria seqüência deposicional. Os minerais mais comuns na matriz dos conglomerados são: zircão, turmalina, monazita e rutilo. Grãos isolados de matéria orgânica são freqüentes e podem representar até 3% da matriz dos conglomerados.

O ambiente de sedimentação dos conglomerados e dos quartzitos associados foi interpretado como um sistema de leques aluviais e de rios entrelaçados se movimentando de norte para sul, depositando barras seixosas e arenosas em clima árido a desértico. Nessas condições, uma origem como paleoplacers do tipo Witwatersrand foi proposta por Minter *et al.* (1990), Renger *et al.* (1988), Maranhão (1979). Entretanto, a influência da tectônica dúctil-rúptil sobre a geometria do depósito e a importância das modificações observadas na mineralização original, as quais são decorrentes dessa tectônica, permitem sugerir uma classificação de “Paleoplacer Modificado” nos termos apresentados por Clemmey (1981), Phillips *et al.* (1987), Milési *et al.* (1996).

Depósitos Fe Tipo Itabirito

No Quadrilátero Ferrífero (QF), aos conglomerados e aos quartzitos da Formação Moeda, assim como aos filitos sericiticos e carbonosos da Formação Batatal, sucedem em transição os itabiritos da Formação Cauê e os dolomitos da Formação Gandarela, que constituem o Grupo Itabira e caracterizam a instalação de uma plataforma marinha de aproximadamente 2,4 Ga (Babinski *et al.* 1992, 1995). Os itabiritos da Formação Cauê são geralmente preservados em posições sinformais e fortemente afetados pelos cavalgamentos e pelas zonas de cisalhamento associados ao Evento Transamazônico. Aos itabiritos relacionam-se os enormes depósitos de ferro do QF, cujas principais minas (Gomes, 1986; Barcelos e Büchi, 1986) são denominadas de: Águas Claras, Alegria, Capanema, Cauê, Chacrinha, Conceição, Dois Córregos, Esmeril, Mutuca, Onça, Periquito, Pico e Timbopeba, as quais foram responsáveis, em 1998, por uma produção da ordem de 200 Mt de minério, com um teor de 60 a 65% Fe. As reservas são estimadas em aproximadamente 29 bilhões t de minério com teor entre 50 e 65% Fe (Coelho, 1986).

O termo itabirito reflete, por definição, a transformação de um BIF-óxido Fe por metamorfismo. Nas porções menos deformadas do QF, isto é, na sua porção ocidental, as feições primárias dos BIFs são ainda preservadas, permitindo, observar o bandamento primário formado por laminações alternantes de quartzo e de óxidos de ferro com espessuras milimétricas (microbandas) a centimétricas (mesobandas), segundo a classificação de Trendall (1983). Em certas jazidas, como a de Águas Claras, o bandamento primário é realçado pela presença de dolomita nas laminações silicosas. Assim se definem dois tipos de itabiritos, que constituem o protominério de todas as jazidas do QF: Itabirito comum ou silicoso e/ou Itabirito dolomítico, nos quais o teor de ferro varia de 20 a 50%. Nos dois tipos de itabiritos, a hematita é predominante, e a magnetita aparece subordinadamente. Entretanto, estudos minerográficos das fácies mais preservadas do metamorfismo indicam como minerais originais sindiagenéticos hematita e magnetita (Rosiére *et al.* 1993). Com a deformação e o

metamorfismo subsequentes, seguidos pelo intemperismo, uma seqüência de gerações de óxidos de ferro, definida por Rosiére *et al.* (1993) para os depósitos do QF, resulta aumento significativo e quase absoluto da hematita nos itabiritos e nos minérios. A denominação de minério rico é utilizada para corpos de alto teor Fe, quimicamente mais homogêneos e constituídos quase inteiramente por óxidos de ferro, os quais são assim distinguidos: i) Minérios compactos, maciços, bandados e laminados, foliados (xistosos), lineados e brechados, com hematita predominante; e ii) Minérios pulverulentos, foliados e lineados, grosseiros a finos, às vezes sem estrutura interna (*blue-dust*).

A ocorrência desses tipos está fortemente condicionada à estruturação tectônica, em zonas de alta e de baixa deformação e influenciada por fluidos metamórficos. Entretanto, os corpos de hematita compacta, freqüentemente preservados em posições sinclinais, têm apresentado todas as deformações tectônicas e metamórficas observadas na área, o que significa que eles representam fácies sedimentares originais interdigitadas com os itabiritos laminados. Esses itabiritos são classificados como BIF do tipo Lago Superior, os quais apresentam baixo teor em elementos traços e anomalia negativa em európio (Fryer, 1983; Raposo, 1995; Raposo e Ladeira, 1993).

Uma origem sedimentar exalativa, a partir de salmouras hidrotermais depositadas quimicamente no fundo da bacia, é proposta aqui para os itabiritos, com a fonte do ferro e da sílica resultando da lixiviação pela água do mar infiltrada em profundidade, em decorrência das circulações convectivas induzidas pelo processo de rifteamento, das vulcânicas máficas e ultramáficas sotopostas pertencentes ao GB Rio das Velhas (Raposo, 1995) ou das rochas vulcânicas máficas da porção superior do manto relacionadas aos processos de rifteamento e expansão oceânica incipiente do Ciclo Minas.

Os itabiritos apresentam-se duros ou friáveis, com diferentes graus de enriquecimento dependendo da intensidade dos processos supergênicos associados à alteração laterítica. A intensa percolação da água de origem superficial provoca a lixiviação da sílica e a concentração relativa do ferro na forma de hematita residual friável e de goethita neoformada. Quando atua sobre os itabiritos dolomíticos, a alteração laterítica é particularmente profunda e desenvolve corpos de minérios pulverulentos extremamente ricos (*blue-dust*).

Depósitos Au do Distrito de Mariana

Perto de Ouro Preto e Mariana, uma série de minas de ouro – Veloso, Palácio Velho ou Chico Rei, Bom Jesus das Flores, Taquaral, Passagem, Mata Cavallo, Morro Redondo, Morro Santana, Rocinha e Antônio Pereira – integra o Distrito de Mariana (Duarte e Pires, 1996; Chauvet e Menezes, 1992; Chauvet *et al.* 1994; Vial, 1988), o qual se estende sobre mais de 23 km em volta do anticlinal de Mariana, cuja zona

axial tem orientação N55–60W e eixo mergulhando com 10–15° para sudeste. O conhecimento dessas mineralizações auríferas remonta ao final do século XVII, quando foi descoberto o ouro no Brasil, o qual foi intensamente lavrado durante os séculos XVIII e XIX. Nessas minas a mineração permanece até hoje, muito embora de forma esporádica.

Depósito Au de Passagem de Mariana

A Mina de Passagem, localizada próximo ao nariz do anticlinal de Mariana, situa-se na zona de contato entre os xistos do Grupo Nova Lima e os itabiritos do SGM, a qual é caracterizada como uma zona de cisalhamento, subparalela à superfície da xistosidade Sn e do acamamento S_0 . Segundo Vial (1988), as rochas encaixantes dos corpos mineralizados pertencem a diversas formações tectonicamente imbricadas: quartzo-carbonato-biotita-sericita xistos (Grupo Nova Lima); quartzito sericítico branco (Formação Moeda); filitos sericíticos brancos e grafitosos (Formação Batatal); rocha carbonática bandada cinza, rica em ankerita (Formação Batatal); itabiritos dolomíticos com cumingtonita e Mn-magnetita (Formação Cauê); anfíbolito na base dos itabiritos.

Dois tipos de minério ocorrem na Mina de Passagem:

- i) Anfibólio xisto, rico em pirrotita, encontrado somente nos níveis inferiores da mina, na forma de lente hospedada no itabirito dolomítico;
- ii) Veios de quartzo branco, ricos em turmalina (dravita) com ankerita, sericita e sulfetos, constituindo o principal minério. O principal sulfeto é a arsenopirita, associada em proporções menores à pirrotita, além de pirita, calcopirita, galena, bertierita e lölingita subordinadas. O ouro é associado à arsenopirita e ocorre nas fraturas deste mineral que é mais abundante no minério rico em turmalina. Pode também aparecer, em pequenas proporções, na pirita, na pirrotita, na calcopirita e na ganga quartzosa. Na Mina de Santana, o ouro forma inclusões na pirrotita.

Turmalinitos ocorrem geralmente nas bordas dos veios de quartzo e são alongados subparalelamente ao bandamento e à xistosidade das rochas encaixantes (Fleischer e Routhier, 1973). Os corpos de minério são alongados no sentido da lineação de estiramento (090–120) e contínuos por mais de 1.000 m e mostram largura horizontal variável de 10 a 90 m e potência média de 1 a 3 m, com espessuras que chegam até 15 m.

A produção acumulada da Mina de Passagem desde o final do século XVII foi estimada em aproximadamente 60 t Au. A produção registrada desde 1864 até 1973 foi calculada em cerca de 4 Mt de minério com 8,30 g/t Au (Vial, 1988).

A alteração hidrotermal que acompanha a mineralização é caracterizada pela formação inicial de clorita e sericita e pelo desenvolvimento em um estágio mais avançado de carbonatos (ankerita), turmalina, quartzo e sulfetos. Essa alteração

se sobrepõe às paragêneses metamórficas relacionadas ao cavalgamento Transamazônico. Esse cavalgamento é posterior ao soergimento do anticlinal de Mariana, haja vista as direções das lineações que ficam constantes nos dois flancos do anticlinal (Chauvet e Menezes, 1992; Chauvet *et al.* 1994, Schrank *et al.* 1996). A geometria dos veios de quartzo e suas relações com as rochas encaixantes mostram que eles se desenvolveram após a principal fase de cisalhamento que acompanha o cavalgamento. A percolação dos fluidos mineralizantes é associada a uma fase em extensão relacionada ao deslizamento por gravidade das *nappes*, o qual ocorre imediatamente após o cavalgamento (Chauvet e Menezes, 1992; Chauvet *et al.* 1994). Estes últimos autores consideram que o principal evento tectônico registrado na área é Brasileiro. Outros, como Marshak e Alkmin (1989) e Marshak *et al.* (1992), atribuem essa tectônica ao Evento Transamazônico.

Depósito Au de Antônio Pereira

O Depósito de Antônio Pereira, localizado no flanco nordeste do anticlinal de Mariana, corresponde a uma área de 6 km x 1 km explorada por garimpeiros durante mais de 200 anos e conhecida como Lavra do Bugre. Encontra-se encaixado em dolomitos, dolomitos ferruginosos, dolomitos silicosos e manganésiferos, da Formação Gandarela, intercalados com itabiritos silicosos, dolomíticos e manganésiferos da Formação Cauê, os quais são afetados por intenso intemperismo, que, por sua vez, é responsável pela formação de um manto de alteração com espessura superior a 150 m. A alteração supergênica resultou na dissolução dos carbonatos e na substituição deles por uma trama de óxidos e hidróxidos de Fe ± Mn misturados com caulinita, denominada “borra de café”, a qual confere às rochas encaixantes extrema friabilidade, alta porosidade e baixa densidade.

Segundo Kwitko (1998), na porção leste da área pode-se observar, nos dolomitos da Formação Gandarela, o sistema de veios mineralizados, parcialmente ou totalmente alterados numa massa friável argilo-arenosa, de coloração vermelho escuro a amarelo, que constitui o minério chamado “Bugre”.

O “Bugre” resulta da alteração do material que compõe os veios e consiste num saprolito vermelho quartzo-goetítico com importante contribuição de magnetita martitzada, hematita e caulinita, além de turmalina, criptomelana e pirolusita que aparecem aí como minerais acessórios. Contém os maiores teores de ouro (de 3 a 10 g/t) e altos teores de arsênio. As partículas de ouro mostram formas que vão de globulares a irregulares, com diâmetros médios de 200 µm, nas massas de goethita e limonita. Além de Hg (1,2%) e de Ag (1,6%), contém traços de Sb, sendo notável a ausência de Cu.

Conforme salientado por Kwitko (1998), o ambiente tectônico e as características mineralógicas da mineralização primária do depósito de Antônio Pereira são muito semelhantes às feições observadas no depósito de Passagem de Mariana.

Os depósitos de topázio imperial (Pires *et al.* 1983; Ferreira, 1991) parecem mostrar os mesmos controles estruturais (Kwitko, 1998).

Depósitos Au do Distrito de Cauê

Os depósitos de ouro das minas de Cauê, Conceição e Periquito, no Distrito de Itabira, são tipicamente associados aos itabiritos tipo Lago Superior da Formação Cauê (Grupo Itabira) do SGM. Aparecem numa forma muito especial de minério, denominada Jacutinga, a qual se caracteriza pela cor preta, pela friabilidade, pela ausência de sulfetos, pela presença de quartzo, de óxidos de ferro, como hematita granular e especular, magnetita, limonita e goethita, e de óxidos de manganês, pela associação com talco, caulinita, apatita, monazita e turmalina, e, sobretudo, pelos teores muito elevados de ouro associado ao paládio e, mais subordinadamente, à platina. As principais ocorrências de Jacutinga no QF se distribuem nas seguintes minas: Gongo Soco, Morro Água Quente, Cata Preta, Maquiné e Itabira, algumas das quais vêm sendo exploradas desde o final do século XVII (1690), contudo o auge da mineração só ocorreu em meados do século XIX. No relato da produção histórica do ouro (Galbiatti, 1999), destacam-se as produções de 12.887 kg Au na Mina de Gongo Soco no período de 1826 a 1856; de 5.277 kg Au na Mina Maquiné, entre 1865 e 1896; e de 905 kg Au na Mina Sete de Itabira, entre 1852 e 1854.

A exploração de ouro na Jacutinga foi retomada, desde 1983, como subproduto nas minas de ferro de Conceição, Periquito e Cauê, a partir dos corpos denominados Conceição, Periquito, X, Y, Noroeste, Área Central, Aba Norte e Aba Leste, cuja produção acumulada, até 1997, é de 6,7 t Au.

Os corpos auríferos da Mina Cauê situam-se preferencialmente no contato dos itabiritos friáveis com os corpos de hematita pulverulenta/compacta. O minério apresenta-se na forma de bandas e sub-bandas de goethita, magnetita, quartzo, caulim e hematita. Os minerais acessórios são: talco, caulim, especularita, turmalina, ilmenita, magnetita, epidoto, muscovita, zirconita, monazita, rutilo, barita, stibinita, ligas Sb-Sn e arsenopirita (Galbiatti, 1999). O ouro ocorre mais freqüentemente associado às bandas com hematita e goethita e, subordinadamente, com quartzo, magnetita e especularita, com teores muito variáveis, encontradas em volta de buchos extremamente ricos. Os minerais do grupo da platina (EGP) são paladseíta, isomertieíta, arsenopaladinita, hongshiíta, Pd e Pt nativos e tetraauricuprita (Olivo, 1994; Galbiatti, 1999).

Enquanto Olivo *et al.* (1995, 1994), Leão de Sá e Borges (1991), Cabral e Pires (1995), Cabral (1996), Leão de Sá *et al.* (1995) associam o hidrotermalismo responsável pela formação da Jacutinga ao metamorfismo que acompanha a deformação principal D_1 do Evento Transamazônico, o principal controle dos corpos de minério sendo governado pela lineação de estiramento L_{e1} , Galbiatti (1999), Galbiatti *et al.* (1999)

relacionam a fase hidrotermal mineralizante a uma transcorrência dextral, posterior ao evento D_1 , orientada N80E a EW, e ao sistema de fraturas que lhe é associado, os corpos de minério preenchendo preferencialmente as fraturas R e T. Essa transcorrência é relacionada, por Galbiatti (1999), ao Evento Brasileiro.

Destaca-se, na interpretação de Olivo *et al.* (1995), o papel do itabirito dolomítico na precipitação do ouro por elevação do pH, bem como na formação dos minerais acessórios, tais como talco e flogopita.

Faixas Dobradas Brasileiras

Alguns depósitos minerais relacionados ao Paleoproterozóico encontram-se envolvidos nas faixas de dobramentos brasileiros: Brasília, Araçuaí, Ribeira e Borborema.

Faixa Brasília

Na Faixa Brasília, os depósitos minerais paleoproterozóicos são associados à evolução do rifte intracontinental caracterizado pela intrusão de complexos máfico-ultramáficos, pela intrusão dos granitos auríferos de Aurumina, dos granitos estaníferos da Província de Goiás e pelos sedimentos do Grupo Araí.

Depósitos Minerais Associados aos Complexos Máfico-Ultramáficos – CMUs de Barro Alto – BA, Niquelândia – NQ e Cana Brava – CB

Os três CMUs, que representam diferentes segmentos de uma estrutura linear conhecida como o Cinturão Granulítico de Goiás, são constituídos por duas seqüências magmáticas, diferenciadas e individualizadas em Niquelândia por Danni *et al.* (1982), a partir de argumentos geológicos de campo, e petrologicamente comprovadas por Ferreira Filho *et al.* (1998): uma seqüência magmática inferior mais antiga, datada em aproximadamente de 2,0 Ga por Correia *et al.* (1996, 1997); e uma seqüência magmática superior mais jovem, datada em 1,3 Ga (Ferreira Filho e Pimentel 1999; Correia *et al.* 1999).

A Seqüência Magmática Inferior (Unidade da Serra da Mantiqueira) é dividida em três zonas:

- i) Zona Máfica Inferior, constituída predominantemente de gabronorito com níveis menores de piroxenito, representantes de uma fácies de borda na base dos complexos;
- ii) Zona Ultramáfica Intermediária, composta essencialmente por dunitos com piroxenitos intercalados; e
- iii) Zona Máfica Superior, dominada por gabronoritos, com intrusões de quartzo diorito.

A Seqüência Magmática Superior (Unidade Serra dos Borges), formada por intercalações de leuco-troctolito, anortosito e gabro, com piroxenito subordinado, apresenta níveis de óxidos Fe-Ti (magnetita e ilmenita). Correlações estratigráficas entre os três complexos, baseadas em dados

petrológicos consistentes, foram estabelecidas por Ferreira Filho *et al.* (1998).

Os três complexos foram intensamente tectonizados e afetados por metamorfismo progressivo, variando de granulito a anfíbolito, datado em cerca de 780 Ma, por Ferreira Filho *et al.* (1994), na fase precoce do Evento Brasileiro, cujo soerguimento e exposição devem corresponder ao estágio colisional da FDB, por volta de 650 Ma, na fase tardia do Evento Brasileiro.

Depósitos de Níquel Laterítico de Niquelândia e Barro Alto

Os depósitos de níquel laterítico de Niquelândia e Barro Alto possuem reservas da ordem de 60 Mt de minério com 1,45% Ni, e de 72,39 Mt de minério com 1,67% Ni respectivamente. Atualmente, só o depósito de Niquelândia se encontra intensamente explorado pelas companhias Níquel Tocantins e CODEMIN. A descrição dessas jazidas será abordada no quarto capítulo, juntamente com os outros depósitos de origem laterítica.

Depósito de Amianto de Cana Brava

A jazida de amianto do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, descoberta em 1962 por Milevski, perto da cidade de Minaçu, encontra-se associada aos serpentinitos da Zona Ultramáfica da Sequência Magmática Inferior, na sua extremidade sudeste. A faixa mineralizada (Pamplona e Nagao, 1981; Ianhez *et al.* 1997), cuja extensão é de cerca de 6.300 m, mostra uma geometria grosseiramente tabular, com aproximadamente 1.500 m na direção E-W e 4.800 m na direção N-S, formando os corpos A, B, C e F com espessura média de 100 a 110 m e com mergulho variável de 10 e 70° para NW e W. Esses corpos, que se estendem até profundidades da ordem de 290 m, estão separados por zonas de cisalhamento dextral orientadas de NE a EW. A foliação principal é milonítica, ficando mais ou menos paralela ao bandamento original, e é relacionada ao metamorfismo de fácies anfíbolito a xisto-verde, que conduziu à formação dos serpentinitos marrom do tipo I. As zonas de cisalhamento transversais, transcorrentes, inicialmente dúcteis (fácies xisto-verde) e seguidamente rúpteis, são responsáveis pelo desenvolvimento dos serpentinitos verdes do tipo II e das mineralizações mais importantes de crisotila (Hasui e Magalhães, 1990). A mineralização é do tipo *stockwork* e restrita às fraturas em extensão distribuídas na massa serpentinitica. O alongamento das fibras de crisotila em relação à parede da fratura permite classificar essas fibras em dois tipos: as fibras *slip* são orientadas paralelamente à fratura, enquanto as fibras *cross* são transversais à parede do veio. O comprimento das fibras varia de 1 a 20 mm, com uma média vizinha de 6 mm. Os minerais acessórios são: magnetita, hematita, clorita, carbonato e talco. Em 1991, as reservas medidas para os corpos A e B atingiam 122,89 Mt de minério com teor de fibra de 5,2%.

Depósitos de Níquel Sulfetado e de EGP de Niquelândia e Cana Brava

Os trabalhos desenvolvidos sobre os CMUs BA, NQ e CB por Girardi e Kurat (1982), Rivalenti *et al.* (1982), Sighinolfi *et al.* (1983), Oliveira (1993), Lima (1997), Suita (1996, 1998) e, principalmente, por Ferreira Filho (1999) e Ferreira Filho *et al.* (1995, 1998) permitiram estabelecer critérios objetivos de prospecção para os EGPs a partir de detalhados estudos petrológicos, mineralógicos e geoquímicos, os quais resultaram na indicação da zona de transição entre o topo da zona ultramáfica inferior e a base da zona máfica superior, como o intervalo mais favorável para concentrações de Ni sulfetado e EGPs.

A zona ultramáfica inferior é representada principalmente por dunito ± harzburgito (olivina + cumulado de espinélio cromífero) e piroxenito (ortopiroxênio + cumulado de clinopiroxênio). A seqüência de cristalização das fases *cumulus* precoces é: olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio, com dunito predominando na base, as intercalações de piroxenito aumentando progressivamente para o topo, enquanto as camadas de lherzolito, gabronorito, norito e os finos níveis de cromitito se mantêm subordinados. Os cromititos contêm MGP que ocorrem como inclusões na forma de sulfetos e ligas. Segundo Ferreira Filho *et al.* (1998), a variação críptica da composição da olivina (F_{093} a F_{085}) bem como a presença das unidades cíclicas sugerem que a zona ultramáfica inferior foi formada por influxos sucessivos de magma. O contato com a zona máfica superior é gradacional e marcado pela aparição de cumulados de plagioclásio como uma das fases dominantes, os cumulados de olivina, rica em Mg, e de espinélio cromífero desaparecendo progressivamente para o topo.

A distribuição dos elementos, tais como EGP, Ni e S, mostra um enriquecimento desses elementos na zona ultramáfica inferior e na base da zona máfica superior e um empobrecimento relativo nas outras unidades. Esse enriquecimento em EGP, Ni e S reflete a presença de sulfetos disseminados intersticiais entre os minerais cumulados na forma de pirrotita, calcopirita e pentlandita, assim como a presença de um magma saturado, ou perto da saturação, em enxofre.

Depósitos Minerais Associados à Suíte Aurumina

Os granitos pertencentes à Suíte Aurumina (Botelho *et al.* 1999) são intrusivos no embasamento granito-gnáissico e nos metassedimentos da Formação Ticunzal e ocorrem desde a região de Teresina-Cavalcante até o Rio Paranã, na região de Porto Real. São granitos peraluminosos, de cor cinza e grão médio a grosso, com foliação proeminente, e com enclaves de material grafitoso. O granito Aurumina é composto de quartzo, microclínio perfitico, biotita e muscovita. Os minerais acessórios são: zircão, apatita, monazita, torita, ilmenita e fluorita. Apresenta características mineralógicas, tais como muscovita magmática (TiO_2 entre 0,8 e 1,5%), e químicas ($ISA > 1$), de granito peraluminoso. Essa suíte, datada em

2129 Ma (Sparrenberger e Tassinari, 1999), pode ter derivado de um magmatismo sin-colisional Transamazônico ou de fusão crustal.

A esses granitos são associadas mineralizações de ouro, conforme ocorre em Aurumina, onde a mineralização se encontra em veios de quartzo com sericita, caulinita e grafita, de direção NE, relacionados à zona de cisalhamento NNE. Nota-se a presença de fluorita na encaixante metassomatizada. O ouro (teor médio de 14 g/t), junto com a prata (teor médio 8 g/t), encontra-se disseminado no quartzo em associação com sulfetos de metais base.

Na mesma região, ocorrências de cassiterita e de tantalita associadas a *greisens* e a pegmatitos são relacionadas a granitos semelhantes. A mineralização de cassiterita foi atribuída uma idade variável de 2023 a 2277 Ma (Sparrenberger e Tassinari, 1998).

Província Estanífera de Goiás

A Província Estanífera de Goiás (PEG), definida por Marini e Botelho (1986), abrange uma vasta região do norte do estado, que se caracteriza pela presença de granitos estaníferos de idade paleo-mesoproterozóica distribuídos em duas subprovíncias: Subprovíncia do Rio Paranã (SRP) e Subprovíncia do Rio Tocantins (SRT). Todos os depósitos importantes de estanho são associados a granitos anorogênicos de tipo A, geneticamente relacionados à evolução continental do Rifte Araí e ao vulcanismo bimodal contemporâneo.

Do ponto de vista geocronológico, esses granitos são divididos em dois grupos etários: 1,77 Ga e 1,58 Ga (Pimentel *et al.* 1991; Rossi *et al.* 1992). Os granitos mais antigos G₁ (1,77 Ga) ocorrem somente na SRP, são fracamente anômalos em estanho e apresentam ocorrências de cassiterita de menor importância (Botelho e Moura, 1998). São potássicos e ricos em Fe, mostram afinidade alcalina, com razão MgO/TiO₂ ≤ 1, são enriquecidos em F, Sn, Rb, Y, Th, Nb, Ga e ETR e apresentam teores elevados de K, Ba, Nb, Zn, ETR e Y. Os granitos mais jovens G₂ (1,58 Ga) ocorrem nas duas subprovíncias, SRP e SRT. Variam de metaluminosos a peraluminosos, são relativamente ricos em Fe, com baixa razão K/Na, são também enriquecidos em F, Sn, Rb, Y, Th, Nb, Ga e ETR e mostram teores elevados de Li, Rb, Nb, Sn e Ta, assim como altas razões Nb/Ta e F/Li (Botelho e Moura, 1998). Os mais importantes depósitos de estanho são associados aos granitos G₂. Segundo Bettencourt *et al.* (1997), a produção da PEG, desde 1960, foi da ordem de 15.000 t de Sn contido, enquanto as reservas totais são em torno de 25.000 t de Sn contido.

- i) Depósitos de Estanho da Subprovíncia Rio Paranã – Aos granitos da SRP, denominados Serra do Mendes, Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira, Sucuri e Soledade, intrusivos no embasamento granito-gnáissico e/ou na seqüência metassedimentar Ticunzal, são

associados numerosos depósitos de estanho (Padilha e Laguna, 1981; Marini e Botelho, 1986).

- ii) Depósitos de Estanho da Subprovíncia Tocantins – Na Subprovíncia Tocantins, os depósitos de estanho são associados aos granitos de Serra Dourada, Serra do Encosto, Serra da Mesa e Serra Branca. As principais mineralizações distribuem-se em torno do granito Serra Dourada e do Granito Serra Branca. No granito Serra da Mesa, datado em 1,574 Ga (Pimentel *et al.* 1991; Rossi *et al.* 1992), as mineralizações estaníferas são restritas a pegmatitos considerados brasileiros.

Faixa Araçuaí

Os depósitos minerais paleoproterozóicos envolvidos na Faixa Araçuaí correspondem aos depósitos de itabiritos de Conceição do Mato Dentro, Morro do Pilar e Serro e a Província Diamantífera do Espinhaço Meridional.

Depósitos de Itabiritos

As formações ferríferas do tipo Lago Superior do QF se prolongam pela borda leste da Serra do Espinhaço e consistem numa faixa descontínua, que vai desde o norte da cidade de Serro até Itabira, passando por Conceição do Mato Dentro e Morro do Pilar.

Trabalhos de pesquisa foram desenvolvidos pela Cia. Vale do Rio Doce nos itabiritos da Serra da Serpentina, perto de Conceição do Mato Dentro e de Morro do Pilar (Vilela e Santos, 1983; Vilela *et al.* 1983), onde as reservas de minério de ferro foram estimadas em 260 Mt com 42% Fe e 226 Mt com 45,8% Fe, respectivamente. Algumas mineralizações de ouro são associadas a esses itabiritos e devem corresponder a depósitos do tipo Jacutinga.

Os trabalhos realizados por Dossin (1985) sobre os itabiritos da Serra da Serpentina, perto de Conceição do Mato Dentro, e por Uhlein (1982), na região de Serro, mostram que os BIFs são representados essencialmente pela fácies óxido. Esses itabiritos possuem bandamento típico evidenciado pela alternância de níveis hematíticos-magnetíticos com níveis ricos em quartzo. Muito localmente são observados itabiritos dolomíticos. A hematita predomina amplamente sobre a magnetita, a qual ocorre na forma de relictos e resiste ao processo de martitização. Os espectros de terra raras dos itabiritos mostram feições semelhantes às observadas nos BIFs do tipo Lago Superior (Fryer, 1983) com importante anomalia negativa de Eu, o que evidencia o caráter oxidante dos fluidos hidrotermais (Dossin *et al.* 1987), considerados pelos autores como sedimentar-exalativos (depósitos tipo SEDEX).

Província Diamantífera do Espinhaço Meridional

No Espinhaço Meridional, os conglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho (Dossin *et al.* 1984; Martins Neto, 1998) ocorrem na porção inferior do Supergrupo Espinhaço,

distinguindo-se dois tipos principais de fácies portadores de diamantes:

- a) Conglomerados do Mb Sopa, com abundantes seixos intraformacionais de quartzitos ferruginosos ou não, de fililitos hematíticos, de riolitos e de quartzo branco de veio. Apresentam-se na forma de canais ou de lençóis de seixos (*sheet flood*), sempre com geometria lenticular. Segundo Haralyi *et al.* (1991), a geometria desses conglomerados desenha alinhamentos vizinhos de NS, os quais Fleischer (1998) interpreta como pequenos grábens sinsedimentares. Entretanto, os quartzitos que envolvem a Formação Sopa mostram abundantes estratificações cruzadas que indicam, sistematicamente, um aporte de oeste para leste muito bem definido. Esses conglomerados representam as fácies mais grosseiras de leques aluviais transportados e depositados por rios entrelaçados na transição para um ambiente aquoso-lacustre ou marinho (Chaves e Uhlein, 1991; Chaves *et al.* 1993, 1998; Uhlein *et al.* 1986; Martins Neto, 1998; Dossin *et al.* 1984; Karfunkel *et al.* 1994).
- b) Brechas diamantíferas do Mb Campo Sampaio, com matriz argilosa e seixos de quartzitos, representando *debris-flows*, que traduzem um transporte muito limitado, localizando-se estratigraficamente em posição ligeiramente superior aos conglomerados Sopa. Fleischer (1998) e Abreu *et al.* (1997) consideram essas brechas como de origem vulcânica (brechas de conduto) e possível fonte primária dos diamantes.

Os principais campos diamantíferos do Distrito de Diamantina são: Campo Sampaio–São João da Chapada, Sopa–Guinda e Extração.

Em geral, os teores de diamante são baixos, da ordem de 10 a 20 pontos/m³ nos horizontes mais favoráveis, e a exploração limita-se aos conglomerados alterados friáveis e às aluviões das drenagens que retrabalham os conglomerados diamantíferos. As reservas da região de Diamantina foram estimadas em cerca de 15 M de quilates. (Fonte: DNPM 1978).

Faixa Ribeira

Os depósitos minerais paleoproterozóicos geralmente envolvidos na Faixa Ribeira são associados à seqüência vulcanossedimentar da Serra de Itaberaba (Au, Cu, Pb, Zn) e à seqüência sedimentar-exalativa de Perau (Pb-Zn-(Cu)-Ba-Ag).

Depósitos Au, Cu, Pb, Zn da Serra de Itaberaba

A nordeste da cidade de São Paulo, o Grupo Serra de Itaberaba (Paleoproterozóico), que contém diversas ocorrências de ouro, é dividido nas formações Morro da Pedra Preta e Nhanguçú.

A mineralização aurífera (Beljavski *et al.* 1999) ocorre associada à Formação Morro da Pedra Preta sob duas formas: tipo estratiforme em horizontes bem definidos de hornblenda

gnaiesses, hornblenda-biotita xistos (tufo), *metacherts* e dacitos intercalados entre unidades de metapelitos e rochas que variam de vulcânica a vulcano-clásticas de natureza máfica a intermediária; tipo veios de quartzo em zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, orientados NNE, com espessura média de 0,5 a 1,5 m (até dezenas de metros), que cortam a estratificação e a xistosidade e são acompanhados por sulfetação pervasiva. O ouro, com teores variáveis de 0,1 a 11,2 ppm, aparece livre em associação com covelita e calcocita, nos espaços intergranulares de *metachert* recristalizado, e junto aos sulfetos que invadem os outros tipos de rocha.

Depósitos Cu, Pb, Zn, Ba, Ag tipo Perau–Canoas

No Vale do Ribeira, as jazidas Pb-Zn-Ag de Perau, Canoas, Araçazeiro, bem como os depósitos Ba de Pretinhas, Água Clara e Tigre, com caráter estratiforme bem definido, hospedam-se na Seqüência Perau do Grupo Setuva (Mesoproterozóico), que repousa em discordância sobre o embasamento granito-gnáissico pré-Setuva.

A Seqüência Perau, de grau metamórfico baixo a médio, é constituída por três unidades: unidade basal quartzítica, com níveis de biotita xistos e anfíbolitos; unidade intermediária pelito-carbonática, composta de mármore calcíticos e dolomíticos rochas calcissilicatadas e mica-carbonato xistos; unidade superior pelítica, representada por mica xistos grafitosos e carbonatados com intercalações de anfíbolitos. As mineralizações estratiformes (Daitx, 1996) aparecem na porção superior da unidade intermediária, mostrando, em geral, uma zonação mineralógica vertical e lateral bem evidenciada na jazida de Perau:

- a) Vênulas quartzosas com calcopirita, caracterizando uma mineralização de tipo *stringer* na base, visíveis somente na porção norte da mina Perau.
- b) Dois níveis de sulfetos maciços (inferior e superior), constituídos pela associação galena-esfalerita-pirita-pirrotita-calcopirita-sulfossais, gradando lateralmente para minérios do tipo semi-maciço, intercalados num pacote de mica xistos carbonáticos e sericíticos, com espessura cumulada vizinha de 8 m. No minério maciço, predominam as estruturas brechadas, com participação subordinada de estruturas bandadas. No nível inferior, a esfalerita predomina sobre a galena; contudo tal relação inverte-se no nível superior.
- c) Horizonte de barita bandada ($E \cong 8,5$ m) com leitos de sulfetos disseminados (galena, esfalerita, pirita e calcopirita) intercalados por níveis de *chert* e rochas calcissilicáticas.
- d) Horizonte de BIF rico em magnetita, com espessura variável de 3 a 10 m, intercalado em calcixistos com turmalina e espessartita, mostrando a alternância de bandas carbonáticas com níveis enriquecidos em quartzo, biotita e magnetita.

Na jazida de Canoas, a mineralização principal é do tipo disseminado com os sulfetos (galena-esfalerita-pirrotita-calcopirita-sulfosais) associados a horizontes baritíferos, rochas calcissilicáticas e silicáticas.

O modelo genético proposto por Daitx (1996, 1998), Dardenne (1988b), Barbour e Oliveira (1979), para os depósitos de tipo Perau, é o modelo sedimentar-exalativo (SEDEX), a partir da atuação de sistemas hidrotermais submarinos em bacias rifte com elevado fluxo térmico, provavelmente relacionado a atividades magmáticas (δS^{34} entre + 1‰ e + 4‰).

As reservas da jazida de Perau foram estimadas, por Daitx (1996), em aproximadamente 3,1 Mt com teor médio de 4% Pb, 2% Zn e 60 g/t Ag. A mina produziu, entre 1974 e 1986, em torno de 200.000 t de minério com 6,1% Pb e 67g/t Ag.

No período compreendido entre 1988–1995, a jazida de Canoas produziu cerca de 343.000 t de minério com 2,8% Pb, 2,6% Zn e 61g/t Ag. As reservas foram avaliadas em 967.800 t de minério com 3,1% Pb, 3,5% Zn e 63 g/t Ag, ficando a sua extensão para nordeste sem avaliação.

Província Borborema

Na Província Borborema, os depósitos de magnesita formam um rosário de lentes descontínuas inseridas na seqüência vulcanossedimentar da Faixa Orós (CE), datada em 1,8 Ga (Van Schmus *et al.* 1995) e metamorfizada no grau anfíbolito, no final do Neoproterozóico (650 Ma), durante o Evento Brasileiro.

Os principais corpos de magnesititos, que mostram formas lenticulares de alguns metros a centenas de metros de comprimento, aparecem no centro de estruturas sinclinais, onde se sobrepõem aos dolomitos e xistos carbonosos. O conjunto das jazidas possui reservas globais da ordem de 160 Mt. A maior jazida da região (Cedro) foi inundada após a construção do açude de Orós. Os depósitos de Riacho do Casquilho, Riacho do Caldeirão e Grossos, explorados em conjunto pela Magnesita S.A., têm reservas medidas de 35 Mt, com as seguintes características: FeO + Fe₂O₃ = 0,6–3,0%; SiO₂ = 7–15%; MgO = 80–85%; CaO = 1,5–3%, evidenciando, assim, uma baixa qualidade por causa dos altos teores de CaO e SiO₂. A principal contaminação é o talco, que ocorre na forma disseminada ou em pequenos nódulos e concreções no minério.

O trabalho mais importante de cartografia regional foi desenvolvido por Bodenlos (1950), que considerou os magnesititos como produto de transformação dos dolomitos por processos hidrotermais-metassomáticos, enquanto outros autores relacionaram os magnesititos à presença de rochas máficas e ultramáficas na seqüência vulcanossedimentar, sem, contudo, especificar essa relação.

Parente (1995) e Parente *et al.* (1998) apresentaram argumentos convincentes para um quadro paleogeográfico, em que o embasamento cratônico é invadido de oeste para leste por um golfo marinho epicontinental. Nesse contexto paleogeográfico, os mármore calcícticos representam a

comunicação com o mar aberto, enquanto os dolomitos e os magnesititos, a leste, ilustram a existência de sub-bacias cada vez mais isoladas, afastadas da zona de alimentação e submetidas a condições evaporíticas mais drásticas. Nesse sentido, essa hipótese aproxima-se do modelo clássico de bacia múltipla avançado para os evaporitos mais recentes e enquadra os depósitos de magnesita da Faixa Orós no tipo *Vetsch*, puramente sedimentar.

Mesoproterozóico

As mineralizações associadas ao Mesoproterozóico (1,6–1,0 Ga) são relativamente escassas, incluindo os Distritos estaníferos e auríferos de Surucucus e São Lourenço–Caripunas, a Província Aurífera do Alto Guaporé no Cráton Amazônico, a Província Diamantífera de Chapada Diamantina no Cráton São Francisco e o Distrito Pb-Zn de Palmeirópolis–Juscelândia na Faixa Brasília.

Cráton Amazonas

No Cráton Amazonas, as ocorrências minerais ficam restritas às intrusões graníticas de Surucucus e São Lourenço–Caripunas e às zonas de cisalhamento da Província Aurífera do Alto Guaporé.

Distrito Sn-Au de Surucucus

O mais jovem dos episódios graníticos mesoproterozóicos do Escudo Guianas é tipificado pelo batólito de Parguaza (1,55 Ga), às margens do rio Orinoco, na Venezuela. A maioria dos granitos dessa série tem textura rapakivi, caráter anorogênico e contém mineralizações estaníferas, como, por exemplo, o granito de Surucucus, datado em 1551 Ma por U-Pb (Santos *et al.* 1999), na fronteira do Brasil com a Venezuela. Sobre o batólito Parguaza desenvolveram-se importantes concentrações supergênicas de bauxita.

Distrito Sn de São Lourenço–Caripunas

As rochas plutônicas e vulcânicas desta suite (Priem *et al.* 1989; Bettencourt *et al.* 1995, 1997) são representadas essencialmente por sienogranitos e alcali-feldspato granitos com biotita predominante e hornblenda, augita e fayalita subordinadas. Os minerais acessórios são principalmente zircão, apatita, ilmenita, fluorita e, mais raramente, magnetita, esfero e allanita.

A mineralização é espacialmente associada a biotita sienogranitos e alcali-feldspato granitos equigranulares, finos a médios, na forma de *greisens* com cassiterita e veios de

quartzo com cassiterita, wolframita subordinada e sulfetos de Cu-Pb-Zn-Fe.

Província Au do Alto Guaporé

Na Província Aurífera do Alto Guaporé (Sães *et al.* 1991; Silva e Rizzotto, 1994; Geraldtes *et al.* 1996; Sães, 1999), os depósitos de ouro distribuem-se em três áreas mais representativas, caracterizadas pela Mina de São Vicente e o Depósito de São Francisco Xavier, ao norte; pelo Complexo Lavrinha, no centro; e pelo Depósito Pau-a-Pique, a sul.

A deformação tectônica relacionada ao Evento Sunsás reflete-se no desenvolvimento de um extenso cinturão de cisalhamento orientado N20W, de caráter dextral, que afeta particularmente a zona central do rifte Aguapeí, ao qual são associados os principais depósitos e ocorrências de ouro.

As mineralizações auríferas são associadas a veios de quartzo que se encontram hospedados em zonas de cisalhamento, situadas no contato dos metassedimentos do Grupo Aguapeí com os granito-gnaisses do embasamento, ou encaixadas na própria Sequência Aguapeí.

Cráton São Francisco: Província Diamantífera da Chapada Diamantina

A região da Chapada Diamantina (Bahia), onde se localizam as cidades de Lençóis, Andaraí, Mucugê e Xique-Xique, já foi famosa no século XIX por sua produção de diamante. Os conglomerados diamantíferos do Mesoproterozóico ocorrem nas formações Tombador e Morro do Chapéu, na porção superior do Grupo Chapada Diamantina e nas aluviões e coluviões originadas pelo intemperismo e pela erosão das camadas conglomeráticas em decorrência da atuação dos rios, os quais foram lavrados essencialmente por garimpeiros.

Os campos diamantíferos, que são largamente distribuídos na Chapada Diamantina (Fig. VII.4), ocupam uma faixa de cerca de 300 km de comprimento de um extremo ao outro e dividem-se em cinco áreas diferentes: Lençóis–Andaraí–Mucugê, Santo Inácio, Piatã–Serra do Bastião, Chapada Velha e Morro do Chapéu. À exceção do campo do Morro do Chapéu, de extensão restrita, todos os outros são relacionados à Formação Tombador que representa a mais importante unidade portadora de diamante na Chapada Diamantina. Os conglomerados desta formação foram depositados principalmente por rios entrelaçados na forma de barras de seixos intercaladas com bancos de areia com estratificações cruzadas e indicam um transporte preferencial de leste para oeste (Montes, 1977). Esses conglomerados mostram importante contribuição de quartzitos intraformacionais, além de quartzo branco de veio e de quartzitos verdes provenientes do Supergrupo Jacobina (Montes, 1977; Montes *et al.* 1981;

Sá *et al.* 1982; Sampaio *et al.* 1994; Misi e Silva, 1996; Schobbenhaus, 1993, 1996).

Um traço característico da Chapada Diamantina é a abundância de carbonado associado às gemas de diamante, que são pequenas e pesam, em geral, menos de um quilate. As maiores concentrações de diamante são encontradas em places aluviais ao longo dos rios Paraguaçu, Santo Antônio e São José, com reservas estimadas em mais de 1,5 M de quilates. No seu conjunto, as reservas da Chapada Diamantina são consideradas como possuidoras de mais de 3,8 M de quilates.

A presença de *plugs* e *sills* de metaltramáficas diamantíferas, intrusivas no embasamento e na base da Chapada Diamantina, datados no período Esteniano podem representar a fonte dos diamantes encontrados nas formações Tombador e Morro do Chapéu (Rogério Silvestre Pereira, doutorado em andamento).

Faixa Brasília: Depósitos Pb-Zn-(Cu) Associados às Sequências Vulcanossedimentares de Palmeirópolis–Juscelândia

A sequência vulcanossedimentar de Palmeirópolis é dividida em três unidades maiores (Figueiredo *et al.* 1981):

- i) Unidade Inferior: constituída por anfibolitos finos com intercalações de BIF e de *chert*, representativa de um episódio de vulcanismo submarino;
- ii) Unidade Intermediária: composta essencialmente de metavulcânicas félsicas; e
- iii) Unidade Superior: com metassedimentos pelíticos e químicos intercalados.

Os depósitos, descobertos pela CPRM em 1977, foram pesquisados por sondagem entre 1977 e 1989, e suas reservas foram estimadas em torno de 4 Mt de minério com 1,23% Cu, 4,64% Zn, 0,72% Pb e 25,1 g/t Ag.

Os corpos mineralizados de Palmeirópolis (Figueiredo *et al.* 1981; Araujo, 1988; Araujo e Nilson, 1988; Araujo *et al.* 1995) são hospedados na unidade anfibolítica. A mineralização é associada a uma zona de alteração hidrotermal originalmente clorítica, metamorfizada na fácies anfibolito e caracterizada pela presença de antofilita e biotita. Essa zona de alteração hidrotermal é enriquecida em elementos traços (Cr, Ni, Co) e em elementos de terras raras.

A mineralização apresenta-se na forma de sulfetos maciços e disseminados, compostos principalmente de pirrotita, pirita, esfalerita, calcopirita e galena. Nela, arsenopirita, mackinawita, cubanita, molibdenita, ilmenita, magnetita e titanita são minerais acessórios. O minério, geralmente maciço, pode apresentar fácies brechadas e bandadas.

Segundo Araujo (1999), os depósitos de Palmeirópolis constituem exemplos típicos de sulfetos maciços vulcano-

gênicos (Tipo VMS) associados a um vulcanismo bimodal tholeiítico (Franklin *et al.* 1981, 1998; Lydon, 1990).

Neoproterozóico

Durante o Neoproterozóico (1,0–0,54 Ga), somente alguns depósitos minerais localizam-se nas áreas cratônicas; a grande maioria das jazidas encontra-se associada às faixas dobradas brasileiras.

Cráton Amazonas

No Cráton Amazonas localizam-se alguns depósitos minerais neoproterozóicos, associados aos Carbonatitos de Seis Lagos e aos granitos estaníferos da Província Sn de Rondônia.

Distrito Carbonatítico de Seis Lagos

O carbonatito de Seis Lagos, cuja idade é ainda desconhecida, é caracterizado por três pipes alcalino-carbonatíticos mineralizados em nióbio. O intemperismo laterítico muito intenso provocou o desenvolvimento de um manto de alteração com espessura superior a 200 m e a destruição do pirocloro, cujo nióbio se encontra em rutilo e brookita niobíferos. As reservas de Seis Lagos foram estimadas em aproximadamente 2,898 bilhões t de minério com 2,81% Nb₂O₅ (Justo e Souza, 1986).

Província Sn de Rondônia

Descoberta em 1952, no então Território de Rondônia, a cassiterita tem sido explorada até hoje por garimpeiros e por companhias de mineração. A produção total estimada até 1995 foi de aproximadamente 220.000 t de estanho. A produção anual foi da ordem de 7.500 t de estanho, a partir dos distritos mineiros de Bom Futuro e Santa Barbara, ainda em operação (Bettencourt *et al.* 1997).

Os primeiros estudos dos granitos e das mineralizações estaníferas associadas foram feitos por Kloosterman (1968) que os denominou *Younger Granites of Rondônia* (YGR). A esses estudos seguiram-se os trabalhos de Leal *et al.* (1976), Litherland *et al.* (1986), Priem *et al.* (1989), Teixeira *et al.* (1989), Sadowski e Bettencourt (1996) e as sucessivas sínteses elaboradas por Bettencourt *et al.* (1987, 1995, 1997, 1999).

Os YGR ocorrem principalmente nos maciços de Massangana, Ariquemes, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá que se concentram na porção central da província.

Numa tentativa de síntese, Bettencourt *et al.* (1997, 1999)

concluem que a suíte subcalina dos YGR apresenta 3 fácies graníticas distintas:

- a) Fase precoce, somente identificada no maciço de Massangana, formada por biotita sienogranitos grossos, com hornblenda subordinada e minerais acessórios, tais como zircão, apatita, ilmenita, magnetita e fluorita;
- b) Fase intermediária, composta essencialmente de sienogranitos e alcali-feldspato granitos médios a finos, equigranulares, com biotita e localmente hornblenda, cujos minerais acessórios mais comuns são zircão, monazita, ilmenita e fluorita; e
- c) Fase tardia, compreendendo principalmente topázio-Li mica-albita granitos e topázio-quartzo-feldspato pórfiros.

As principais mineralizações de estanho e metais associados são espacialmente relacionadas a essas duas últimas fases, sobretudo na forma Li-mica-albita granitos com cassiterita disseminada e columbo-tantalita menor; pegmatitos com topázio, berilo, cassiterita e columbo-tantalita subordinada; corpos de *greisens* com cassiterita; veios de quartzo com cassiterita e wolframita; veios de quartzo com sulfetos de Cu-Pb-Zn-Fe.

Cráton São Francisco

No Cráton São Francisco, destacam-se os depósitos minerais neoproterozóicos associados aos kimberlitos do Bloco Serrinha e aos sedimentos da Bacia de Irecê (Fig. VII.4).

Kimberlitos Diamantíferos do Bloco Serrinha

No Bloco Serrinha foi encontrada uma série de corpos kimberlíticos (Braúna) datados em 680 Ma, os quais mostram que a porção central do bloco era favorável à cristalização de diamante, enquanto suas margens foram retrabalhadas durante as orogêneses sucessivas (Pereira, 2001).

Depósitos de Fosfato da Fazenda Três Irmãs

Na Bacia de Irecê, o depósito de fosfato, descoberto em 1985 pela CPRM (Bonfim, 1986) e situado na Fazenda Três Irmãs, encontra-se associado a fácies de estromatólitos colunares intercalados com níveis de dolarenitos, que apresentam estratificações cruzadas, pertencentes à Formação Salitre do Grupo Una (Neoproterozóico), equivalente do Grupo Bambuí no sinclínio de Irecê. Esta unidade dolomítica e fosfatada, com aproximadamente 18 m de espessura, é sobreposta por uma seqüência de dolossiltitos silicificados, ricos em sulfetos. Três tipos de fosforitos primários são nela encontrados: Fosforito Estromatolítico Colunar; Fosforito Estromatolítico Laminar; Fosforito Intraclástico. Os teores de P₂O₅ mais elevados são registrados nos Fosforitos

Estromatolíticos Colunares com concentrações superiores a 20%. Esses fosforitos são constituídos por fluorapatita, micro a criptocristalina, associada à calcita e dolomita, além de quartzo e microclínio detríticos, vênulas de fluorita, quartzo microcristalino, pirita, esfalerita e galena (Misi, 1992; Misi e Kyle, 1994; Kyle e Misi, 1997). Os fosforitos intraclásticos são produtos da erosão dos fosforitos estromatolíticos colunares e laminares e formam o material intercolunar e os níveis intercalados com os horizontes de estromatólitos colunares e laminares. A fosfatização é precoce, tendo ocorrido numa fase sindiagenética anterior à dolomitização e intimamente associada ao desenvolvimento das comunidades ciano-bacterianas que formam as laminações estromatolíticas.

Os fosforitos secundários resultam da alteração supergênica dos fosforitos primários a partir da lixiviação preferencial dos carbonatos, a qual induz um enriquecimento significativo em fosfato, com este tipo de minério atingindo teores superiores a 30% (até 38% P_2O_5). As reservas estimadas do depósito de Irecê são da ordem de 40 Mt de minério com teor médio de 14% P_2O_5 . Grande parte delas é proveniente do retrabalhamento mecânico dos fosforitos e de sua acumulação na forma de coluviões nas imediações em volta dos afloramentos.

Faixas Dobradas Brasileiras (FDB)

Numerosos depósitos minerais neoproterozóicos encontram-se envolvidos nas faixas dobradas Brasília, Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano, Borborema e Paraguai–Araguaia.

Faixa Brasília

Na Faixa Brasília, os principais depósitos minerais neoproterozóicos são associados ao Arco Magmático de Goiás (cobre, ouro e esmeraldas), às seqüências sedimentares dos grupos Vazante e Bambuí (fosfato, chumbo e zinco), às zonas de cisalhamento regionais (ouro) e aos Complexos Máfico-Ultramáficos (cobre, níquel, cobalto).

Depósitos Minerais Associados ao Arco Magmático de Goiás

No segmento norte das Faixas Dobradas Brasileiras (FDB), o Arco Magmático de Goiás, desenvolvido no Neoproterozóico entre 900 e 600 Ma, é formado por gnaisses tonalíticos e dioríticos, sobrepostos pelas faixas vulcanossedimentares oriental, central e ocidental, orientadas N20–30E, e representadas por metaultramáficas, metabasaltos, metatufos intermediários e félsicos, metagrauvas, mica xistos, *metacherts*, BIFs e quartzitos metamorizados no grau xisto-verde a anfibolito (Arantes *et al.* 1981, 1991). Os anfibolitos mostram afinidade tholeiítica e são relacionados ao magmatismo do arco (Palermo, 1996; Kuyumjian, 1989, 1991).

Os metatonalitos e metadioritos têm caráter calcialcalino e composição de granitóides associados a arcos de ilhas imaturos (Pimentel *et al.* 1997). Corpos graníticos intrusivos, assim como gabros e dioritos, seguem a última fase de deformação datada em 600 Ma. O Arco Magmático de Goiás contém diversos depósitos Au e Cu-Au originados nos diversos estágios da evolução da FDB, os quais foram incluídos, por Oliveira *et al.* (2000), no Cinturão Au-Cu de Arenópolis–Mara Rosa: depósito Au-Ag-Ba de Zacarias; depósitos Cu-Au de Chapada e Bom Jardim; depósitos Au de Posse e Fazenda Nova; depósito Au-Cu-Bi de Mundinho.

Esmeraldas de Campos Verdes

Essas jazidas, descobertas em 1981 e explotadas até hoje por garimpeiros e pequenas companhias de mineração, situam-se 230 km a noroeste de Brasília, na seqüência vulcanossedimentar de Santa Terezinha, cuja idade é paleoproterozóica (Kuyumjian *et al.* 1999; Oliveira e Pimentel, 1998). Tal seqüência é constituída por talco-clorita xistos (rochas ultramáficas), metatufos, *metacherts*, BIFs, muscovita-magnetita xistos e xistos grafitosos sobrepostos ao embasamento granito-gnaissico arqueano e intrudidos pelo granito São José do Alegre. A seqüência vulcanossedimentar de Santa Terezinha é alóctone. Os cavalgamentos de baixo ângulo provocaram a formação de escamas tectônicas, bem como o desenvolvimento de dobras em bainha que variam de métricas a quilométricas (Biondi, 1990; D'El Rey Silva e Giuliani, 1988; Giuliani *et al.* 1990; Barros Neto, 2000) com lineação 345/15-18°, as quais controlam os corpos mineralizados. A mineralização de esmeralda é *strata-bound* e está contida nos níveis de talco xistos carbonatados (dolomita, calcita e ankerita) submetidos à metassomatose potássica e acompanhada por flogopitização. A circulação dos fluidos hidrotermais foi guiada pelas zonas de cisalhamento, e as esmeraldas encontram-se nas zonas de flogopititos ou de quartzo-carbonatos (Biondi, 1990; D'El Rey Silva e Giuliani, 1988; Giuliani *et al.* 1997). Entretanto, as idades K-Ar e Ar-Ar determinadas para a mineralização de Santa Terezinha indicam cerca de 522 Ma (Giuliani *et al.* 1997), o que sugere que as zonas de cisalhamento tenham sido reativadas durante o Evento Brasileiro.

O minério rico carbonatado é constituído de dolomita, flogopita, quartzo, clorita, tremolita, magnetita, cromita, pirita e esmeralda, cujos teores podem atingir 800 g/m³, na forma de prismas curtos, de 1 mm a 3 cm de diâmetro, disseminados e concentrados na borda das lentes dolomíticas (Giuliani *et al.* 1997). Segundo Biondi (1990), a rocha hidrotermalizada é enriquecida em Be (36–1260 ppm), Cr (920–2000 ppm), Ni (1220–1580 ppm) e F (3100–5500 ppm).

Os espectros dos flogopititos (Giuliani *et al.* 1997) são semelhantes aos dos granitos datados com aproximadamente 650 Ma (Pimentel, informação verbal) que intrudem as seqüências vulcanossedimentares.

Depósitos Au de Almas–Dianópolis

As mineralizações auríferas conhecidas desde o século XVII foram avaliadas durante os anos 1970 pela DOCEGEO. Na jazida do Córrego Paiol as reservas foram estimadas em cerca de 3,4 t Au, a partir de minério oxidado com 1,53 g/t. Em 1998, a produção de ouro foi de aproximadamente 490 kg Au.

As mineralizações auríferas encontram-se hospedadas em metavulcânicas, metassedimentos e granito-gnaisses afetados por zonas de cisalhamento (Cruz e Kuyumjian, 1998).

A Mina do Paiol (Cruz e Kuyumjian, 1999) está situada numa estrutura cisalhante NE, onde o halo de alteração se estende sobre uma área de 1.400 m de comprimento e até 330 m de largura. A mineralização aurífera foi reconhecida por sondagem até 400 m de profundidade. As rochas originais submetidas ao cisalhamento são metagabros, anfíbolitos e diques de metadacitos. Cinco zonas de alteração hidrotermal foram identificadas em volta do cisalhamento, com associações minerais distribuídas desde a zona externa até o centro, da seguinte forma:

- i) Actinolita-albita-epidoto, em rocha foliada com titanita, ilmenita, pirita e calcopirita como minerais acessórios;
- ii) Clorita-albita-calcita-quartzo, em rocha bandada com cristais euédricos de pirita;
- iii) Clorita-albita-ankerita-quartzo-sericita, em rocha de aspecto bem bandado, rica em pirita;
- iv) Ankerita-quartzo-sericita-albita, em rocha de aspecto mais homogêneo, com pirita disseminada ao longo da foliação, contendo inclusões de calcopirita; e
- v) Ankerita-quartzo-albita, em rocha de aspecto maciço e cor cinza claro, mais rica em pirita disseminada ou concentrada em bandas milimétricas, junto com rutilo, ilmenita e titanita. Nessa zona, o ouro aparece associado à pirita, em grãos finos, de 1 a 8 μm , inclusos nas bordas ou preenchendo fraturas da pirita.

Depósitos de Fosfato de Rocinha–Lagamar

Os depósitos de fosfato de Rocinha e de Lagamar (Dardenne *et al.* 1986, 1997; Chaves *et al.* 1976; Da Rocha Araújo *et al.* 1992), situados no noroeste do Estado de Minas Gerais, estão inseridos na porção basal do Grupo Vazante (Proterozóico Médio a Superior), integrante da zona externa da FDB. Os fosforitos, que são associados a ardósias carbonosas e carbonáticas de cor cinza-escuro intensamente microdobradas, ocorrem na forma de fosfarenitos, fosforuditos e fosfolutitos. Os fosfarenitos são constituídos de intraclastos e *pellets* fosfatados, imersos numa matriz de fosfomicrita criptocristalina. Às vezes, esses intraclastos são envolvidos por um cimento fibroso de apatita microcristalina límpida prismática. O mineral preponderante é uma fluorapatita, que resulta da lixiviação do CO_2 da carbonato-fluorapatita original por fluidos relacionados ao metamorfismo e ao intemperismo. A alteração supergênica culmina com o desenvolvimento de apatitas ricas

em alumínio e em estrôncio, do tipo wavelita.

A origem dos fosfatos é relacionada à evolução da matéria orgânica em condições físico-químicas transicionais entre um ambiente redutor e um ambiente oxidante, em condições de águas frias relativamente profundas, representando provavelmente um sistema deposicional glácio-marinho.

As reservas do depósito Lagamar são da ordem de 5 Mt, com 30 a 35% P_2O_5 , enquanto as do depósito de Rocinha atingem 415 Mt, com 10 a 15% P_2O_5 .

Depósitos Pb-Zn Associados aos Grupos Vazante e Bambuí

Os principais depósitos Pb-Zn do Brasil são associados a seqüências sedimentares relacionadas ao Grupo Vazante, na Faixa Dobrada Brasília, e ao Grupo Bambuí, na área cratônica do São Francisco.

Depósito Pb-Zn de Morro Agudo

O depósito Pb-Zn de Morro Agudo, hospedado nos dolomitos do Grupo Vazante, situa-se no flanco oeste do bioherma estromatolítico do Morro do Calcário, onde a mineralização, essencialmente disseminada, encontra-se associada a fácies de brechas, brechas dolareníticas e dolarenitos, controladas por uma falha normal sin-sedimentar orientada N10W, a qual é preenchida na sua porção superior por um pequeno filão de galena, esfalerita e barita (Dardenne, 1978, 1979). Essa mineralização é constituída essencialmente por esfalerita e galena predominantes, com pirita e barita subordinadas. A galena é muito pobre em prata, enquanto a esfalerita, amarelo-esverdeada e transparente, mostra enriquecimento em cádmio (300 ppm Cd). Essas fácies hospedam os níveis I, J, K, L, M (Romagna e Costa, 1988; Oliveira, 1998), onde a mineralização disseminada possui um caráter *strata-bound* bem definido, com a esfalerita e a galena formando um cimento que preenche a porosidade da rocha encaixante e substitui parcial ou totalmente os intraclastos e oólitos das brechas dolareníticas e dos dolarenitos (Dardenne, 1978, 1979; Bettencourt *et al.* 2001).

O conjunto de dados conduz à consideração do depósito de Morro Agudo e de seus similares na região (Fagundes) como depósitos originados da expulsão progressiva dos fluidos conatos a partir da seqüência sedimentar bacinal em direção aos altos fundos representados pelos biohermas estromatolíticos sob o efeito de compressão provocada pelo soerguimento da Faixa Brasília. Nesse sentido, o depósito de Morro Agudo apresenta características semelhantes às do depósito irlandês de Navan (Hitzmann, 1995; Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999; Hitzmann *et al.* 1995), sendo por isso classificado como do tipo SEDEX por Misi *et al.* (1997, 1998, 1999).

Em 1998, as reservas da jazida de Morro Agudo eram da ordem de 9,17 Mt com 6,21% Zn e 2,00% Pb. Em 1999, a produção foi da ordem de 600.000 t de minério sulfetado com

6,00% Pb+Zn. Entretanto o prolongamento da jazida em profundidade, na direção noroeste, encontra-se ainda em aberto.

Depósito Zn de Vazante

Perto da cidade de Vazante, o maior depósito de zinco do Brasil é associado a uma estrutura tectônica maior (± 12 km de comprimento), representada por uma zona de falha orientada N45E, com mergulho forte de 50 a 70° para NW próximo a superfície, o qual se suaviza em profundidade. Essa zona de falha fica praticamente confinada ao intervalo de fácies ardosiana, a qual separa os dolomitos inferiores cinza escuro com esteiras estromatolíticas dos dolomitos superiores rosados, pertencentes ao Grupo Vazante (Dardenne, 1979; Rigobello *et al.* 1988; Oliveira, 1998). A mineralização principal, contida na zona de falha e conhecida por sondagem até uma profundidade de 500 m, é constituída essencialmente por willemita associada a hematita e zincita, com franklinita, smithsonita, esfalerita e galena subordinadas (Monteiro, 1997; Monteiro *et al.* 1996, 1999; Bettencourt *et al.* 2001). O minério, extremamente rico, mostra teores da ordem de 40–45% Zn. A mineralização é acompanhada por intensa silicificação e sideritização dos dolomitos encaixantes que mostram fraturas preenchidas por veios e vênulas de siderita/ankerita e jaspe vermelho. A zona de falha mineralizada, que atinge uma largura superior a 15 m, é caracterizada por um intenso cisalhamento da mineralização original, refletido pelas formas lenticulares e imbricadas dos *pois* de dolomitos, de minério willemítico e, às vezes, de minério sulfetado (Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999). Paralelamente à estrutura filoniana principal, encontra-se, a leste, uma mineralização cárstica denominada minério de calamina, a qual preenche cavidades de dissolução que podem atingir até 100 m de profundidade. Este minério de calamina, também muito rico, é composto essencialmente por hemimorfita associada a óxidos e hidróxidos de zinco, além de hidrozincita.

A história da zona de falha do depósito de Vazante pode ser resumida em três etapas que se sucedem no tempo e no espaço: fase de falha normal com preenchimento pela mineralização original, acompanhada por fraturamento dos dolomitos encaixantes e formação dos veios de siderita/ankerita; fase de falha inversa transcorrente (sinistral) associada à compressão do Evento Brasileiro provocando a lenticularização do minério e dos dolomitos, a silicificação das rochas encaixantes e o deslocamento dos veios verticalizados em função do deslizamento interestratal ocorrido; fase de falha normal coincidente com o relaxamento da compressão, associada ao preenchimento de fraturas por jaspe vermelho e por veios de sulfetos (esfalerita e galena).

O conjunto de dados geológicos, geoquímicos e isotópicos evidencia um modelo de depósito tipo Vazante, onde a mineralização hidrotermal original resultou do preenchimento de uma falha normal pelos fluidos conatos expulsos da pilha

sedimentar bacinal, sob o efeito do início da compressão brasileira em direção aos altos fundos paleogeográficos, e foi submetida a processos de cisalhamento transcorrente durante o ápice da tectônica de inversão, a qual sucedeu à fase de alívio das tensões com o jogo normal da zona de falha.

Até 1998, cerca de 2 Mt de zinco foram produzidos na mina a céu aberto. Nessa data, as reservas da jazida de Vazante eram da ordem de 9 Mt de minério de willemita com 21,2% Zn e de 2 Mt de minério de calamina com 17,25% Zn. Entretanto, menos da metade do minério willemítico foi reconhecido por sondagem em profundidade ao longo da falha longitudinal, o que torna a jazida de Vazante um depósito de classe mundial.

Depósitos Pb-Zn-Ag-CaF₂ Associados ao Grupo Bambuí

Com o soergimento da FDB, desenvolveu-se uma depressão na frente da cadeia montanhosa, na qual se iniciou a deposição, em bacia de tipo *foreland*, dos sedimentos pelíticos e carbonáticos do Grupo Bambuí. Essa sedimentação estende-se muito além da depressão original, recobrando, a leste, a maior parte do CSF, nos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia.

Os principais pequenos depósitos e ocorrências Pb-Zn-Ag-CaF₂ de tipo *strata-bound*, atualmente desativados, são associados ao Grupo Bambuí e agrupam-se ao longo do vale do Rio São Francisco, perto das localidades de Januária (MG), Itacarambi (MG), Montalvânia (MG) e Serra do Ramalho (BA). Todos eles ocupam a mesma posição litoestratigráfica e aparecem associados a um horizonte de dolomito rosado sacaroidal, regionalmente anômalo em chumbo e zinco. Esse horizonte dolomítico situa-se na parte superior do primeiro ciclo carbonático regressivo do Grupo Bambuí, na zona cratônica (Dardenne, 1978, 1979). Em diversos locais, indícios de emersão foram observados no topo desse horizonte, o qual corresponde a um ambiente litorâneo agitado por correntes e marcado pela presença de intraclastos, oólitos e estratificações cruzadas. É sobreposto por dolomitos rosados litográficos com esteiras estromatolíticas e estruturas de *tepees*, as quais indicam um ambiente supralitorâneo.

As principais mineralizações (Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999) ocorrem geralmente ao longo dessa descontinuidade existente entre os dois níveis dolomíticos, na forma de bolsões alongados e muitas vezes interligados. A mineralização é representada essencialmente por galena argentífera e esfalerita, com proporções variáveis de fluorita e presença eventual de barita. Numerosos minerais secundários de prata foram neoformados quando os bolsões mineralizados foram submetidos ao intemperismo. Uma silicificação importante aparece geralmente no teto desses bolsões e afeta os dolomitos litográficos, enquanto a dolomitização secundária predomina, na base, e conduz à formação do dolomito rosado sacaroidal.

As evidências de dissolução, substituição e cimentação provocadas pela circulação de fluidos mineralizantes ao longo da descontinuidade são bastante claras, notadamente nos casos em que a fluorita, a dolomita e a calcita macrocristalinas aparecem como cimento de fragmentos dolomíticos parcial ou totalmente silicificados (Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999).

Do ponto de vista geoquímico, os estudos de inclusões fluidas, realizados sobre a fluorita da Mina de Fabião, que se situa perto da Mina Grande (Itacarambi), mostram três tipos de inclusões: inclusões monofásicas de CO₂; inclusões aquosas bifásicas; inclusões aquosas trifásicas com cristais de halita. A salinidade observada varia de 15 a 30% eq. peso NaCl, enquanto a temperatura de homogeneização fica compreendida entre 100 e 200°C.

Os isótopos do chumbo (Freitas-Silva e Dardenne, 1997) evidenciam a incorporação de chumbo radiogênico durante a migração dos fluidos mineralizantes, provavelmente originados a partir dos pacotes sedimentares subjacentes ao Grupo Bambuí, e sobretudo a partir da lixiviação dos granito-gnaisses do embasamento granítico.

O conjunto dos dados geológicos, geoquímicos e isotópicos permite considerar essas mineralizações Pb-Zn-Ag-CaF₂ da zona cratônica como depósitos epigenéticos do tipo MVT (Anderson e Macqueen, 1990).

Depósitos de Ouro Associados a Zonas de Cisalhamento

Na zona externa da Faixa Brasília, diversos depósitos de ouro são associados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento de alto ângulo: Buracão, Santa Rita, Rio do Carmo, Buraco do Ouro; e de baixo ângulo: Araxá, Luziânia, Morro do Ouro.

O depósito do Morro do Ouro (Möller *et al.* 2001) encontra-se hospedado nos filitos carbonosos (Membro Morro do Ouro) da Formação Paracatu do Grupo Canastra que cavalga o Grupo Vazante na zona externa da Faixa Brasília.

A mineralização é associada a uma estrutura monoclinal desenvolvida internamente no Membro Morro do Ouro e relacionada a uma falha de empurrão de caráter regional orientada N10W/15SW. Durante a deformação, o cavalgamento ocorreu com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento caracterizadas por foliação milonítica, foliações S/C, *boudinage* de veios de quartzo, lineações de estiramento e lineações minerais. A lineação de estiramento principal é constante e orientada S70W/15 (Freitas-Silva, 1996).

O ouro é disseminado nas segregações de quartzo metamórfico na forma de lentes (*boudins*), milimétricas a centimétricas, que contêm, também, arsenopirita, pirita, esfalerita, galena, siderita e sericita. A alteração hidrotermal é restrita à proximidade dos *boudins*, os principais processos sendo piritização, sideritização e sericitização. O ouro ocorre geralmente sob a forma livre no quartzo, com uma pequena

proporção sendo associada diretamente aos sulfetos. As partículas de ouro encontram-se preferencialmente concentradas nas bordas dos *boudins* e nas proximidades dos sulfetos (esfalerita e galena) e carbonatos (siderita). O teor médio dos *boudins*, que consistem em cerca de 20 a 25% do minério em volume, é da ordem de 2,5 ppm Au. No minério, como um todo, o teor de ouro é muito baixo e fica em torno de 0,45 g/t Au.

O principal controle da mineralização é estrutural, sendo esta associada a uma zona de transtensão para a qual os fluidos mineralizantes foram canalizados durante o cisalhamento (Freitas-Silva, 1996; Freitas-Silva *et al.* 1991). Os minerais do metamorfismo e do minério indicam condições de temperatura e pressão variáveis, de 2 a 3 Kbar e 350 a 370°C.

A produção anual de ouro é vizinha de 8,0 t e as reservas superiores a 250 t Au.

Complexos Máfico-Ultramáficos com Cu-Ni-Co

Os complexos máfico-ultramáficos de Americano do Brasil e de Mangabal I/II representam intrusões sintectônicas a pós-tectônicas, metamorfizadas nas fácies granulito e anfibolito, datadas em 612 Ma (Nilson *et al.* 1997; Winge, 1995), resultantes da introdução de magma basáltico tholeiítico que se posicionou e se diferenciou *in situ*, num ambiente de arco magmático, com pequena ou nenhuma contaminação por crosta mais antiga. Os vários tipos de rochas presentes no complexo são: dunitos, peridotitos (wehrlito, lherzolito e harzburgito), piroxenitos (websterito e clinopiroxenito), hornblenditos e diversos tipos de rochas gabróicas como melagabro, melagabronorito, olivina gabro, gabronorito, norito e hornblenda gabro (Nilson, 1981).

As mineralizações sulfetadas de cobre-níquel-cobalto (Nilson, 1981; Nilson *et al.* 1982, 1986; Pfrimer *et al.* 1981), que ocorrem na forma de disseminações, nódulos, concentrações intersticiais e veios maciços, são associadas a dunitos/peridotitos, piroxenitos e melanoritos. Em Americano do Brasil, o mais importante corpo de minério (S1) possui uma forma lenticular irregular com 10 a 30 m de espessura e é formado por minério que vai de fracamente (10–20% sulfetos) a fortemente (20–40% sulfetos) disseminado e localmente semi-macizo (70–90% sulfetos), concordante com o acamadamento primário dos cumulados piroxeníticos hospedeiros, situando-se na porção inferior da seqüência piroxenito-melanorito. O minério macizo (> 90% sulfetos) é restrito aos veios remobilizados discordantes em relação ao acamadamento. As reservas de Americano do Brasil foram estimadas em cerca de 5 Mt de minério com 0,62% Ni, 0,65% Cu e 0,04–0,15% Co.

Os principais sulfetos primários que compõem a mineralização são: pirrotita, pirita, pentlandita e calcopirita. Os minerais secundários são: marcassita, violarita e cubanita.

Faixa Araçuaí

Na Faixa Araçuaí, os principais depósitos minerais neoproterozóicos conhecidos são: Distrito Fe Porteirinha, Diamante Macaúbas, Distrito de Grafita de Pedra Azul–Salto da Divisa, Província Pegmatítica Oriental e Distrito Uranífero de Lagoa Real.

Distrito Fe de Porteirinha

Sob esta denominação são englobadas as jazidas de ferro que ocorrem nos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão Mogol, no norte de Minas Gerais. Esses depósitos, descritos inicialmente por Schobbenhaus (1972a, 1972b), são hospedados em litologias pertencentes ao Grupo Macaúbas (Hettich, 1977). Foram estudados pela CVRD (Vilela, 1986), que bloqueou reservas medidas da ordem de 650 Mt de minério com 40 a 60% Fe.

Nessa área, as formações ferríferas são associadas ao Membro Riacho dos Poções da Formação Nova Aurora, que é constituída predominantemente de diamictitos e quartzitos, com filitos subordinados. O Mb Riacho dos Poções é caracterizado pela presença de diamictitos de cor cinza, que passam progressivamente a diamictitos hematíticos com um teor em Fe que pode atingir 60%. Aos diamictitos são associados horizontes de quartzitos hematíticos bandados e níveis de xistos hematíticos ricos em sericita e quartzo. A hematita é fina e geralmente lamelar. O minério é relativamente rico em fosfato, com um teor médio de 0,33%. A origem dos depósitos de ferro de Porteirinha é considerada, nesta obra, como de natureza sedimentar-exalativa e relacionada à abertura do rifte Macaúbas, com idade de aproximadamente 900 Ma, que induziu a circulação convectiva em grande escala de fluidos hidrotermais enriquecidos em ferro, a partir da lixiviação de rochas máficas, provavelmente basaltos do manto. A descarga desses fluidos hidrotermais no fundo da bacia, concomitantemente à sedimentação dos diamictitos, provocou a substituição da matriz deles pela hematita, bem como a precipitação química das fácies bandadas. Sob esse ponto de vista, os depósitos de ferro de Porteirinha assemelham-se aos depósitos de Fe do tipo Rapitan descritos no final do Neoproterozóico em diversas partes do mundo (Maynard, 1991; Young, 1988).

Depósitos de Diamante Macaúbas

Na região de Diamantina, as diversas unidades do Supergrupo Espinhaço e, notadamente, os conglomerados diamantíferos da Formação Sopa, são sotopostos em discordância erosiva aos diamictitos do Grupo Macaúbas, os quais são direta ou indiretamente relacionados à glaciação do Neoproterozóico. Essa situação sugere que a glaciação teve um papel importante como agente de transporte e de dispersão dos diamantes, a partir do Cráton São Francisco, e assim representa a fonte de

muitas ocorrências de diamante até hoje consideradas de origem enigmática, participando ativamente das sucessivas reciclagens sedimentares ocorridas desde o início do Mesoproterozóico (Gonzaga e Dardenne, 1991; Gonzaga e Thompkins, 1991). Uma situação semelhante é encontrada para os diamictitos pertencentes aos grupos Jequitaí e Ibiá, os quais são considerados como possível fonte dos diamantes que ocorrem no Cráton São Francisco e na Faixa Brasília, notadamente na Província do Alto Paranaíba (Gonzaga e Tompkins, 1991; Tompkins e Gonzaga, 1989).

Distrito de Grafita de Pedra Azul–Salto da Divisa

No extremo nordeste de Minas Gerais e no sul da Bahia, os diversos depósitos de grafita, que se situam nas proximidades das cidades de Pedra Azul, Salto da Divisa e Maiquinique, caracterizam a Província de Grafita Minas–Bahia, a qual possui reservas da ordem de 52 Mt de minério, produzindo 12.000 t/ano de concentrado de grafita tipo *flake* e 18.000 t/ano de concentrado de grafita fina (Pedrosa-Soares *et al.* 1999). Dois tipos de depósitos foram identificados em tal província (Faria, 1997; Reis, 1999; Pedrosa-Soares *et al.* 1999):

a) Depósitos Associados à Unidade Xistosa: Tipo Pedra Azul.

Nesse caso, as jazidas de grafita são encaixadas em uma seqüência metamórfica de fácies anfíbolito, no início da zona anatética (600 a 700°C e 4kb), representada por silimanita-grafita xistos, grafita-quartzo xistos, quartzitos grafitosos, granada-muscovita-biotita xistos e quartzitos. A mineralização é controlada por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo. O grão médio da grafita é geralmente inferior a 1 mm. Esses depósitos são bem representados na região de Pedra Azul, onde diversas jazidas são exploradas pela Cia. Nacional da Grafita. Nesse tipo de depósito, o menor tamanho dos *flakes* de grafita é acompanhado por uma menor porcentagem de carbono contido, o que resulta numa qualidade inferior do produto.

b) Depósitos Associados à Suíte Kinzigítica: Tipo Salto da Divisa–Itamaraju.

As jazidas de grafita hospedam-se em paragneisses, tendo atingido a transição entre as fácies anfíbolito e granulito com intensa anatexia (700 a 800°C e 4 kbar), constituídos de silimanita-grafita gnaisses, grafita xistos, grafita-silimanita-cordierita-granada-biotita gnaisses (kinzigitos), cordierita-granada-biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses, leptitos, calcissilicato granulitos e quartzitos. A mineralização desse tipo de depósito é também controlada por zonas de cisalhamento dúcteis (Faria, 1997; Pedrosa-Soares *et al.* 1999).

Nesse tipo de jazida, o tamanho maior dos cristais de grafita é acompanhado por um aumento da porcentagem de carbono contido, o que resulta numa qualidade superior do produto. Esses depósitos ocupam a região de Salto

da Divisa, Guaratinga e Itamaraju, onde as ocorrências mais significativas se distribuem ao longo de quatro faixas grafitosas denominadas Salto da Divisa, Guaratinga, Nova Alegria e Itamaraju. Em geral, essas faixas são orientadas segundo a foliação regional, que varia de NW–SE a E–W. Na faixa grafitosa Salto da Divisa, situa-se a mina da Fazenda Califórnia, explorada pela Cia. Nacional da Grafita.

Pegmatitos da Província Oriental

A Província Pegmatítica Oriental do Brasil estende-se desde a Zona da Mata, no extremo sul, até a região de Itambé (sul da Bahia), na sua extremidade norte, e ocupa uma enorme faixa com cerca de 800 km de extensão e de 100 a 150 km de largura. Engloba terrenos pertencentes tanto à Faixa Araçuai, propriamente dita, como à Faixa Atlântica, nos estados do Espírito Santo e do Rio de Janeiro. Nessa região, os inúmeros pegmatitos presentes são relacionados ao magmatismo granítico desenvolvido durante o Evento Brasileiro e são famosos pela grande produção de pedras preciosas e de minerais para coleções, além de possuírem grandes reservas de caulim, feldspatos, lítio e berílio. Os principais trabalhos de síntese são frutos das pesquisas desenvolvidas por Correia-Neves (1997), Correia-Neves *et al.* (1986, 1987), Pedrosa-Soares *et al.* (1994) e Lobato e Pedrosa-Soares (1993).

O conhecimento atual das áreas pegmatíticas é muito heterogêneo, concentrando-se em algumas áreas privilegiadas:

- a) Distrito Pegmatítico de Araçuai: é caracterizado por pegmatitos zonados encaixados em mica xistos da Formação Salinas e em granitos tardi a pós-tectônicos, de tipo S, alcalinos de tendência potássica, originados por fusão crustal ao fim do Ciclo Brasileiro (555 Ma). Compreende os campos de Virgem da Lapa–Coronel Murta–Rubelita (turmalina e berilo), de Itinga (petalita/espodumênio e cassiterita), de Ribeirão da Folha (turmalina/rubelita) e de Capelinha (berilo). Os pegmatitos de Araçuai–Itinga são encaixados em granitos de tipo S e em biotita-andalusita-cianita-estauroлита xistos e foram datados em 525 Ma. Apresentam uma grande variedade tipológica e geoquímica. Os pegmatitos complexos são caracterizados por uma zonação regular e pela presença de diversos minerais de lítio (Urubu, Maxixe e José de Linto). Todos esses pegmatitos apresentam uma auréola de metassomatismo de contato, a qual é mais desenvolvida nos pegmatitos complexos.
- b) Distrito Pegmatítico de Governador Valadares: os pegmatitos, predominantemente tabulares e lenticulares, são concordantes com as rochas encaixantes como mica xistos, gnaisses, quartzitos e granitóides. No Campo de Galiléia–Conselheiro Pena, os pegmatitos são residuais e encaixados nos xistos São Tomé do Grupo Rio Doce (Fanton *et al.* 1978). Apresentam estrutura zonada,

grande diversidade mineralógica primária e secundária, além de freqüente turmalinização e muscovitização das encaixantes. No Campo de Marilac (Golconda), os pegmatitos anatéticos, encaixados no complexo gnáissico-migmatítico da Faixa Atlântica, apresentam freqüentemente unidades metassomáticas internas, as quais são produtoras de gemas, tais como água-marinha e turmalina. A região de São João da Safira é produtora de peças de coleção.

Os pegmatitos de Pomarolli, Urucum e Golconda (Moura, 1997), intrusivos nos mica xistos ou no complexo gnáissico-migmatítico, são do tipo complexo com corpos de substituição, mostram zonas de parede externa, intermediária e interna, com núcleo de quartzo, além de bolsões de substituição associados a processos metassomáticos tardios, os quais são caracterizados pelo desenvolvimento de albita (clevelandita). Esses pegmatitos foram intensamente explorados desde a Segunda Guerra Mundial para produção de micas, feldspatos K e Na, espodumênio, berilo, ambligonita e turmalina, além de columbo-tantalita. São famosos pelas peças de coleção que produzem (cristais gigantes) e pela qualidade das suas gemas, principalmente água-marinha e turmalina.

- c) Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira: apresenta pegmatitos zonados e lenticulares encaixados em gnaisses e granitóides do Complexo Guanhões, ricos em quartzo e feldspato, com berilo e columbo-tantalita. As jazidas de esmeralda e de alexandrita que aí ocorrem são relacionadas à interação de fluidos pegmatíticos com rochas ultramáficas (Souza, 1991).

As jazidas de Belmont e Capoeirana (Souza *et al.* 1992; Souza, 1990, 1991), localizadas a 15 km a leste de Itabira, são encaixadas numa seqüência vulcanossedimentar constituída por intercalações de talco-clorita-tremolita xistos (rochas ultramáficas), de biotita-muscovita xistos (metapelitos), de quartzitos e de tufos. São geralmente relacionadas ao GBRV e intrudidas por granitos do tipo Borrachudo, datados em 1,75 Ga. O conjunto é recortado por filões de pegmatitos, de pegmatóides (plagioclasitos) e de quartzo. As mineralizações de esmeralda são associadas aos flogopititos desenvolvidos pela atividade hidrotermal que afetou os talco xistos, os quais foram datados em 508 Ma, por K-Ar e Ar-Ar (Giuliani *et al.* 1990).

Faixa Ribeira

Na Faixa Ribeira, alguns depósitos minerais encontram-se no Vale do Rio Ribeira, as principais jazidas minerais sendo compostas pelas associações Pb-Zn-Ag, W e CaF₂.

Depósitos Pb-Zn-Ag

No Vale do Ribeira, as jazidas Pb-Zn-Ag de Panelas, Rocha, Furnas e Barrinha, caracterizadas por Fleischer (1976) como

do tipo veios discordantes encaixam-se em rochas carbonáticas (calcários e dolomitos) das seqüências plataformais pertencentes à Formação Votuverava e à Formação Itaiacoca do Grupo Açungui (Neoproterozóico).

A geometria dos corpos de minério é extremamente variável, sendo reconhecidos veios, lentes e charutos geralmente discordantes em relação à rocha encaixante carbonática, os quais aparecem, porém, também em formas subparalelas ao acamadamento.

O minério é maciço, com granulação grossa e constituído essencialmente por galena-pirita-esfalerita com calcopirita e sulfossais de Sb/As subordinadas. Os minerais acessórios são arsenopirita, esfalerita rica em índio, estanita, sulfo-teluretos de prata, bourmonita, tenantita, antimônio nativo, Au. A pirrotita é rara, abundando somente em Panelas na auréola de metamorfismo de contato com a transformação da pirita original em pirrotita. Os minerais de ganga são calcita, dolomita, ankerita, quartzo, sericita e fluorita. A zona de alteração hidrotermal nas bordas dos veios é muito restrita e é marcada por um enriquecimento em Pb-Ag-Fe-F-Rb e K.

Os depósitos do tipo Panelas foram responsáveis por cerca de 90% do chumbo e da prata produzidos no Vale do Ribeira até 1976, com destaque para as minas de Panelas (\cong 105.000t Pb), Rocha (\cong 50.000t Pb), Furnas (\cong 13.000 t Pb) e Barrinha (\cong 13.000 t Pb).

Depósitos W

No final do Ciclo Brasileiro, numerosos granitos, tardi a pós-tectônicos, foram intrusivos nas seqüências metassedimentares da Faixa Ribeira, e a eles são associados depósitos de tungstênio, estanho, molibdênio, cobre e ouro.

Depósitos W-Mo-Cu Associados ao Granito Itaoca

Na Faixa Ribeira, o maciço granítico Itaoca, datado em 626 Ma, consiste numa intrusão sin a tardi-tectônica do final do Neoproterozóico (Brasiliiano) nos metassedimentos argilo-carbonatados do Subgrupo Lajeado, correlacionado à Formação Água Clara (Grupo Açungui). Esse granito, em que foram reconhecidas fácies calcialcalinas monzoníticas com alto potássio e magnetita, foi classificado como do tipo I e relacionado ao desenvolvimento de um arco magmático. Nos escarnitos, formados por metamorfismo de contato da intrusão sobre os mármore, são encontradas wollastonita e scheelita-powelita, junto com diversos sulfetos, tais como pirita-pirrotita, arsenopirita, molibdenita, esfalerita, calcopirita e bornita, os quais ilustram a paragênese W-Mo-Cu de mineralização com origem metassomática (Mello e Bettencourt, 1998). O maciço possui uma reserva medida de 115.000 t de minério com teor médio de 0,3% WO_3 , e cerca de 850.000 t de escarnitos com 45.000 t de wollastonita contida.

Depósitos W(Sn-Mo) Associado à Suíte Catinga

Os biotita granitos da Suíte Catinga são intrusivos na seqüência vulcanossedimentar do Grupo Brusque (SC), no final do Neoproterozóico. Esses granitóides, tardi a pós-tectônicos, datados entre 647 e 500 Ma, apresentam mineralizações de wolframita associadas a veios de quartzo, assim como diversas ocorrências de cassiterita e molibdenita. A antiga mina de Cerro da Catinga, explorada durante os anos 40, apresentou reservas da ordem de 6.200 t de minério com 135 t de WO_2 contidos (Silva *et al.* 1986).

Depósito Au de Campo Largo

Perto de Curitiba, o depósito de ouro de Campo Largo, explorado pela Mineração Tabiporã, encontra-se associado a uma zona de cisalhamento que afetou o granitóide Passa Três, de idade brasileira, intrusivo nos metamorfitos da Faixa Ribeira. A zona de cisalhamento é acompanhada por intenso processo hidrotermal que invade o granito encaixante, transformando-o em minério. A mineralização aurífera é associada a quartzo, calcopirita, fluorita e clorita. As reservas do depósito, calculadas em cerca de 5 t Au, correspondem a 400.000 t de minério com 12 g/t Au (E.T. Queiroz, informação escrita).

Depósitos Associados a Zonas de Cisalhamento

Às zonas de cisalhamento brasileiras são associados depósitos de Pb-Zn (Cu) e de talco.

Depósito Pb-Zn-Ag (Cu) do Ribeirão da Prata

O depósito do Ribeirão da Prata está hospedado na zona hidrotermalizada, associada aos milonitos da falha de Perimbo (SC), que coloca os arcósios e conglomerados do Grupo Itajaí em contato com os gnaisses granulíticos, granulitos e granitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Schiker e Biondi, 1996). A zona hidrotermalizada é composta essencialmente de quartzo e sericita com alguns minerais reliquias das rochas originais, local e parcialmente preservados, tais como quartzo, microclínio e plagioclásio.

A mineralização é constituída essencialmente por galena rica em prata, esfalerita, calcopirita e pirita aurífera com alguma biotita associada. Os teores médios do minério são de 4% Pb, 1,5% Zn, 0,6% Cu e 3,5% Ba. A prata concentra-se na zona oxidada, onde seu teor médio é de 115 ppm.

A alteração hidrotermal e a mineralização associada têm sido datadas, por K-Ar sobre sericita, em 522 Ma. A origem dos fluidos hidrotermais, com temperatura vizinha de 350°C, é considerada como metamórfica, com a percolação dos fluidos acontecendo durante o período de relaxamento, após a fase de transpressão extrema (Schiker e Biondi, 1996).

Depósitos de Talco da Faixa Itaiacoca

As principais jazidas de talco do Paraná concentram-se na Faixa Itaiacoca, perto da cidade de Abapã. Os depósitos de grande porte, como os das minas Castrense e Costalco, são associados à zonas de cisalhamento brasileiras orientadas N50–70E, subverticais ou com mergulho forte para SE, as quais correm mais ou menos paralelas ao contato das unidades clásticas (quartzitos e filitos) com as unidades de mármore dolomíticos. Na zona cisalhada afetada pela foliação S/C, a percolação dos fluidos metamórficos enriquecidos em SiO₂ provocou a reação da sílica com a dolomita dos mármore para a formação do talco (Lima, 1993; Lima e Dardenne, 1987). O talco aparece na forma de bolsões alongados segundo a direção do cisalhamento e das fraturas associadas, mostrando-se intensamente deformado e associado freqüentemente à calcita, que representa o produto final da reação com a dolomita.

Depósitos de Fluorita do Vale do Ribeira

No Vale do Ribeira, os depósitos *strata-bound* de fluorita (Ronchi *et al.* 1993; Silva *et al.* 1981): Volta Grande, Sete Barras e Mato Dentro ocorrem na mesma região em que se localizam os depósitos de Braz, associado a fraturas, Mato Preto e Barra do Itapirapuã, relacionados a carbonatitos. A geologia da região é caracterizada pela presença das seqüências metassedimentares Água Clara/Votuverava, constituídas por intercalações de xistos e de mármore calcíticos e dolomíticos, intrudidos por granitos sin-tectônicos (granito Três Córregos) e pós-tectônicos (granito Itaoca), datados respectivamente em 640 e 510 Ma, e por diques alásquíticos. A região é afetada por zonas de cisalhamento transcorrente regionais denominadas Lineamento Morro Agudo, Lineamento Lancinha, Lineamento Ribeira e Falha Cerro Azul. Os complexos alcalino-carbonatíticos de Barra do Itapirapuã, datado em 135 Ma, e Mato Preto, datado em 65 Ma, assim como os diques e *sills* de diabásio presentes na região, são atribuídos ao magmatismo do Cretáceo.

As principais feições dos três depósitos *strata-bound* de fluorita – Sete Barras (Fagundes, 1982, 1997; Fagundes *et al.* 1984), Mato Dentro (Carvalho *et al.* 1997) e Volta Grande (Biondi e Felipe, 1984) – são resumidas a seguir:

As mineralizações caracterizam-se por mecanismos de substituição e localmente de dissolução dos carbonatos pertencentes à seqüência sedimentar, sendo acompanhados por precipitação de fluorita criptocristalina a microcristalina, raramente macrocristalina a partir de fluidos tardios pós-brasileiros e talvez relacionados ao magmatismo alcalino (Ronchi *et al.* 1993; Silva *et al.* 1981).

As reservas de Sete Barras foram estimadas em 2,5 Mt de minério com 50–60% CaF₂. As reservas de Mato Dentro foram estimadas em cerca de 1,5 Mt de minério com 40–50% CaF₂. As reservas de Volta Grande foram estimadas em 1,1 Mt de minério com 35–40% CaF₂.

Faixa Dom Feliciano

Na Faixa Dom Feliciano, alguns depósitos minerais encontram-se associados aos granitos tipo Lavras (Cu-Au) e à seqüência sedimentar Bom Jardim (Cu-Pb-Zn-Ag-Au).

Depósitos Cu-Au Associados a Granitos Tipo Lavras

Os depósitos de ouro do Distrito de Lavras do Sul são conhecidos e explorados de longa data, desde o fim do século XVIII. As mineralizações auríferas, associadas ao magmatismo pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano, estão relacionadas a zonas de intensa alteração hidrotermal, sendo acompanhadas principalmente por sericitização e piritização, além de calcopirita, galena e carbonatos subordinados. Essas mineralizações são encaixadas: i) no complexo granítico de Lavras do Sul, datado em 580 Ma, o qual apresenta um núcleo monzogranítico a granodiorítico e uma borda delgada formada por sienogranito e alcali-feldspato granito; e ii) nas rochas vulcânicas calcialcalinas da Formação Hilário (andesitos, dacitos e rochas piroclásticas). Os principais depósitos, classificados como do tipo Pórfiro ouro (Santos *et al.* 1998) são os do Bloco de Butiã (6,5 t Au) e do Bloco do Cerrito (3,5 t Au), além da Mina Aurora (7 t Au), onde a paragênese é do tipo Au-Cu-Pb-Zn-Ag, com teores médios ficando em torno de 1 g/t Au.

Depósitos Cu-Pb-Zn Associados à Seqüência Sedimentar Bom Jardim

Os depósitos minerais do Distrito de Camaquã, localizado na porção centro-sul do Rio Grande do Sul, são associados a conglomerados e arenitos de tipo *Red Beds*, pertencentes ao Membro Vargas, da Formação Arroio dos Nobres, do Grupo Bom Jardim e depositados em um sistema de leques aluviais costeiros, ao fim da orogênese colisional Dom Feliciano (630–600 Ma), numa bacia molássica, limitada por falhas NE, com vulcanismo riolítico, dacítico e andesítico do Membro Hilário na base. O Distrito de Camaquã compreende três tipos de mineralizações:

- a) A mineralização filoniana, descoberta em 1865 e intensamente explorada até 1996 nas minas de Camaquã, denominadas São Luiz (subterrânea) e Uruguai (subterrânea e a céu aberto), tem produzido por volta de 398 Mt de minério com 1,06% Cu, 0,2 g/t Au e 8 g/t Ag (Teixeira e Gonzalez, 1988; Remus *et al.* 1999). Ocorre como “amas”, veios, filões e filonetes que formam, às vezes, um verdadeiro *stockwork* orientado segundo as falhas de direção NW e envolvidos por halos de alteração hidrotermal composta por cloritização, sericitização e silicificação (Remus *et al.* 1999; Ronchi *et al.* 2000; Bettencourt, 1976). Foram identificadas as paragêneses pirita-calcopirita-quartzo e bornita-calcocita-hematita-barita-calcita;

b) A mineralização disseminada nos arenitos e nos conglomerados do Membro Vargas:

- Mineralização de cobre ao redor das minas de Camaquã: São Luiz e Uruguai, com paragênese pirita-bornita-calcopirita (Veigel, 1989; Veigel e Dardenne, 1990); e
- Mineralização de chumbo e zinco com cobre subordinado no depósito de Santa Maria com a paragênese galena-esfalerita-calcopirita (Veigel, 1989; Veigel e Dardenne, 1990), apresentando reservas da ordem de 33,4 Mt de minério com, em média, 1,44% Pb, 1,06% Zn e 12–15 g/t Ag (Badi e Gonzalez, 1988); e

c) A mineralização secundária corresponde às fases de oxidação e de cimentação com as associações: hematita-bornita-calcocita-covelita nas minas de Camaquã e hematita-bornita-calcocita-estefanita nativa no depósito Santa Maria (Veigel, 1989; Veigel e Dardenne, 1990).

A origem das mineralizações Cu-Au e Pb-Zn-(Cu)-Ag da região de Camaquã é objeto de discussão com várias hipóteses, sendo avançadas: a) mineralização tardi-diagenética a epigenética hidrotermal a partir da canalização de fluidos conatos aquecidos pelo vulcanismo nas falhas NW (Veigel, 1989; Veigel e Dardenne, 1990); b) mineralização epigenética hidrotermal sem especificação da fonte dos fluidos (Ronchi *et al.* 2000); e c) mineralização epitermal associada à intrusão dos granitos Lavras ou Caçapava (Bettencourt, 1976; Remus *et al.* 1999).

Província Borborema

Na Província Borborema os principais depósitos minerais são relacionados à Faixa Seridó que ocupa a parte central dos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba como as jazidas de tungstênio, ouro e pegmatitos.

Depósitos W

Descoberta no início dos anos 40, a scheelita tem sido intensamente explorada até 1985, com uma produção total estimada em 60.000 t de concentrado contendo em média 70% WO₃, obtido a partir de um minério que apresenta um teor médio de 0,7 a 1% WO₃.

Na Faixa Dobrada Seridó, as principais mineralizações de scheelita, conhecidas sob as denominações Brejuí, Barra Verde, Boca de Lage e Bodó, são associadas aos escarnitos da Formação Jucurutu. As minas mais importantes situam-se ao redor do maciço granítico de Acari (Rao, 1973; Maranhão *et al.* 1986; Salim, 1993). Os escarnitos e a scheelita encontram-se principalmente no contato mármore/metassedimentos, mármore/rochas intrusivas, no interior dos paragnaisses.

Os sulfetos associados são, essencialmente, molibdenita, pirita, calcopirita e bornita. Os minerais acessórios são: magnetita, bismuto nativo e bismutinita. Esses sulfetos formam-se nas zonas de alteração tardia, em associação com

os minerais da paragênese a zeólitas, e substituem tanto os silicatos primários (plagioclásio, anfibólio, diopsídio e granada) como os silicatos tardios (vesuvianita, epidoto) dos escarnitos.

Os escarnitos primários são rochas que variam de mono a poliminerálicas, compostas de quartzo, feldspatos, anfibólios, piroxênios e granadas, organizados em zonas mineralogicamente distintas, as quais formam as colunas metassomáticas dos escarnitos. Esses escarnitos formaram-se em condições pressão e temperatura de 450–550°C e 2–3 kbar.

Os escarnitos secundários são constituídos por diversos minerais formados a partir dos minerais primários e também dos protólitos e mostram três paragêneses principais desenvolvidas sucessivamente (Salim, 1993):

- Escapolita-vesuvianita + epidoto-actinolita-flogopita-quartzo em condições pressão e temperatura de 350–380°C e 2 kbar;
- Epidoto-prehnita + calcita-quartzo em condições pressão e temperatura de 310–240°C e 2 kbar; e
- Zeólita (chabazita e estilbita) + sericita-clorita-carbonatos (calcita-rodocrosita)-epidoto-quartzo em condições pressão e temperatura de 200–300°C.

A mineralização de scheelita-fluorita-sulfetos ocorre preferencialmente em associação com a paragênese epidotoprehnita e acompanha a diminuição da temperatura e da pressão de CO₂ no sistema hidrotermal, bem como o aumento paralelo da pressão de H₂O.

Depósitos Au

O ouro, conhecido na Faixa Seridó desde o século XIX, vem sendo explorado até hoje por garimpeiros e por pequenas companhias de mineração. As ocorrências mais importantes são conhecidas como São Francisco, São Tomé, Amarante, Serra dos Patos, Ponta da Serra, Faxeiro Chorão, Bonfim e Itajubatiba. Todas elas são associadas à zonas de cisalhamento NNE de segunda ordem e/ou ao sistema de fraturas relacionado a esses cisalhamentos subsidiários do Lineamento Patos regional (Legrand *et al.* 1996, 1993).

Geralmente, as mineralizações são associadas a veios de quartzo de pequeno porte, com espessura que vai de centimétrica a métrica, paralelos à foliação milonítica ou preenchendo fraturas extensionais. São alojados em litologias diversas, tais como mica xistos, gnaisses, granitos, ortognaisses e rochas calcissilicatadas. A paragênese é dominada pelo quartzo em associação com sulfetos (pirita, calcopirita, galena, pirrotita, bornita e molibdenita) e com turmalina. (Ferran, 1988; Silva e Legrand, 1996; Legrand *et al.* 1996; Melo e Legrand, 1993; Melo *et al.* 1996).

Depósitos associados a pegmatitos

A Província Pegmatítica sobrepõe-se em grande parte à Província Scheelitífera e é constituída por mais de quatrocentos corpos mineralizados em tantalita/columbita e berilo, além de

cassiterita, turmalina, água-marinha, espodumênio, mica, feldspato, quartzo e caulim (Silva e Dantas, 1997).

A grande maioria dos pegmatitos da província é mineralizada em tantalita, columbita e berilo. Esta associação (Nb-Ta-Be) é também encontrada nos pegmatitos onde domina a paragênese espodumênio-cassiterita (Li-Sn), o que permite classificar a província como essencialmente tantalífero-berilífera. Outras características de tal província são a ocorrência de bismuto nativo, bismutinita, e a presença de gemas como turmalinas e águas marinhas (Tenente Ananias).

A gênese dos pegmatitos é relacionada às intrusões graníticas alcalinas, tardi a pós-tectônicas, e à atividade pneumatólitico-hidrotermal que envolve essas intrusões datadas em 555 Ma.

Distrito Uranífero de Itataia

A jazida de Itataia, situada no município de Santa Quitéria, a 220 km de Fortaleza (CE), encontra-se associada a uma seqüência metamórfica constituída por migmatitos na base, sotopostos a quartzitos e gnaisses capeados por calcários cristalinos, denominada Grupo Itataia (Mendonça *et al.* 1985) e atribuída ao Paleoproterozóico. É cortada por corpos graníticos e pegmatíticos brasileiros. A mineralização uranífera é associada a epissienitos, os quais resultam do metassomatismo sódico sofrido pelos gnaisses. É constituído por colofanito maciço, por *stockwork* de colofanito preenchendo fraturas dos mármore e por brechas carbonosas (Mendonça *et al.* 1985). O colofanito é composto por fluorapatita microcristalina, límpida, e por esfeluritos com estrutura fibroradial, intimamente associados a massas de colofana criptocristalina. A idade da mineralização é considerada Brasileiro a Cambro-Ordoviciano. As reservas medidas são de 79,5 Mt de minério com 11% P₂O₅ e 1.000 ppm U₃O₈. Essa jazida é muito semelhante aos depósitos de Espinharas, na Paraíba (Santos e Anacleto, 1985). Pode ser relacionada às intrusões graníticas anelares do tipo Itaperuaba, datadas entre 550 e 450 Ma, as quais apresentam processo de albitização acompanhado por mineralização uranífera (Haddad, 1981; Haddad e Leonardos, 1980).

Faixa Paraguai–Araguaia

Os principais depósitos minerais conhecidos são os depósitos de ferro e manganês da região de Corumbá e de ouro na região de Cuiabá.

Depósito Fe-Mn Urucum

O gráben de Corumbá situa-se na junção da Faixa Paraguai com o aulacógeno Chiquitos–Tucavaca, o qual separa o Cráton Amazonas do Bloco Apa (Litherland *et al.* 1986). Nesse ambiente extensional (Haralyi e Walde, 1986), o gráben é

preenchido pelos sedimentos do Grupo Jacadigo, que é dividido em três formações (Dorr, 1945; Walde *et al.* 1981): Formação Urucum, basal, de cor esverdeada, conglomerática e arcósiana; Formação Córrego das Pedras, intermediária e constituída por conglomerados e arcósios avermelhados enriquecidos em hematita; Formação Band/Alta ou Santa Cruz, formada por jaspilitos com horizontes de manganês intercalados. Ao norte e ao sul, o Grupo Jacadigo é recoberto pelos sedimentos carbonáticos do Grupo Corumbá.

Os conglomerados e arcósios da Formação Urucum representam sedimentos de piemonte ao longo das escarpas de falhas que limitam o gráben. A sedimentação dos jaspilitos, assim como a das camadas de manganês, é tida como de origem química, com a precipitação alternada de bandas de óxidos de ferro e de sílica. Entretanto, essa seqüência de jaspilitos encontra-se intercalada por inúmeros horizontes de diamictitos e arcósios com estruturas gradacionais, intensamente transformados e substituídos, parcial ou totalmente, por óxidos de ferro e sílica, o que comprova a permanência da sedimentação siliciclástica durante a sedimentação química na forma de turbiditos e fluxos gravitacionais subaquosos (Dardenne, 1998; Trompette *et al.* 1998). Essas observações favorecem a hipótese que relaciona a presença dos diamictitos a uma sedimentação glácio-marinha, assim como o controle tectônico dos depósitos siliciclásticos. Os jaspilitos puros, formados unicamente por precipitação química alternada de hematita e sílica, situam-se na porção superior de seqüências rítmicas que mostram, da base para o topo, diamictitos e conglomerados hematíticos, arcósios hematíticos com estruturas gradacionais, folhelhos hematíticos e, por fim, jaspilitos puros finamente laminados, os quais apresentam uma fácies ocelar devida aos numerosos pequenos nódulos rosados de sílica, colorida por uma poeira de hematita. Durante a alteração supergênica, esses nódulos são preferencialmente lixiviados, conferindo, assim, um aspecto vacuolar muito particular a esses jaspilitos. As camadas de manganês, formadas essencialmente por criptomelana e, localmente, braunita, apresentam-se na forma laminada, como no Morro do Urucum, ou então na forma nodular, numa matriz caulínica e arenosa, como no Morro do Rabicho. O conjunto desses dados permite interpretar a mineralização de ferro e de manganês como resultado da precipitação química desses elementos e da sílica a partir de fluidos hidrotermais sedimentares-exalativos (tipo SEDEX), oriundos das circulações convectivas de grande amplitude provocadas pela formação do rifte, conduzindo à lixiviação dos basaltos associados a uma intumescência do manto superior abaixo do gráben de Corumbá (Dardenne, 1998). Os depósitos Fe-Mn de Urucum assemelham-se, por suas características e idade, aos depósitos do tipo Rapitan descritos na literatura internacional (Maynard, 1991; Young, 1988).

Depósito Au Cuiabá

Os depósitos de ouro da Baixada Cuiabana são historicamente explorados por garimpeiros desde o século XVIII e também por pequenas companhias de mineração, nas áreas conhecidas como Jardim Itália, Garimpo do CPA, Garimpo do Mineiro, Mineração Casa de Pedra e Garimpo do Abdala. Esses depósitos são associados a veios de quartzo que ocorrem em metassedimentos de baixo grau, pertencentes ao Grupo Cuiabá e representados essencialmente por filitos, metassiltitos e quartzitos finos, os quais formam turbiditos distais.

Nas minerações Tetron e Casa de Pedra, Alvarenga e Gaspar (1992) evidenciaram que os veios de quartzo mineralizados em ouro preenchem fraturas NW, perpendiculares à estruturação regional que segue a orientação NE. Esses veios, que são caracterizados, em superfície, por massas caulinizadas, revelaram-se em furos de sonda de natureza albitica e potássica. Os veios são constituídos por ortoclásio, carbonatos (dolomita, ankerita e série siderita/magnesita), cloritas, biotitas magnesianas, albita e quartzo e envolvidos por zona de alteração hidrotermal, rica em carbonatos da série siderita/magnesita. Os minerais acessórios são: apatita, rutilo, monazita e sulfetos (pirita predominante).

No Distrito de Nova Xavantina, a importante mineralização aurífera do garimpo de Araés (Martinelli, 1998) encontra-se em veio de quartzo subvertical de grande dimensão (3 km x 4,5 km), associado à zona de cisalhamento transcorrente dextral, de orientação ENE–WSW, e encaixado em seqüência vulcanossedimentar correlacionada ao Grupo Cuiabá. Essa seqüência compreende metavulcânicas e metavulcanoclásticas, de composição máfica a intermediária, intercaladas com *cherts* e BIFs na base, enquanto a porção superior é dominada por metassedimentos pelíticos e psamíticos. Junto aos BIFs e às metavulcânicas, foi observada uma mineralização considerada singenética, com pirita, magnetita, galena e ouro.

A mineralização hidrotermal associada ao veio de quartzo é composta de pirita, calcopirita, bornita, galena, esfalerita e ouro e relacionada a uma remobilização tectônica da mineralização preexistente.

A mineralização foi classificada como do tipo *lode* mesotermal e relacionada à evolução tectonotermal da seqüência vulcanossedimentar Araés, ocorrida durante o Evento Brasileiro.

Fanerozóico

Durante o Fanerozóico (Fig. VII.2 e VII.3), a evolução da Plataforma Sul-Americana foi dominada: a) no Paleozóico, pela individualização das enormes sinéclises intracratônicas representadas pelas bacias Amazonas, Solimões, Alto Tapajós, Parecis, Parnaíba e Paraná, onde a sedimentação inicia-se no

Siluriano-Ordoviciano e termina no final do Permiano (Milani e Zalán, 1999); b) no Mesozóico, pelo preenchimento final das bacias Amazonas, Parnaíba e Paraná e pelos processos de rifteamento que presidiram a abertura do Atlântico Norte no Triássico-Jurássico e a do Atlântico Sul no Cretáceo, conduzindo à formação das bacias da margem continental brasileira, bem como à formação das bacias interiores cretácicas isoladas na região Nordeste do Brasil; e c) no Cenozóico, pela alteração laterítica que atuou na Plataforma Sul-Americana desde o início do Terciário, pela sedimentação marinha que ocorreu nas bacias marginais brasileiras e pela sedimentação continental originada pela atividade dos rios.

Paleozóico

Os mecanismos que provocaram, durante o Siluro-Ordoviciano, o início da subsidência nas Bacias do Amazonas, Solimões, Alto Tapajós, Parecis, Parnaíba e Paraná não são bem conhecidos e são geralmente relacionados a processos de extensão crustal, de depressão flexural e/ou de reativação de protoriftes no embasamento, os quais coincidem com os depocentros observados nessas bacias (Milani e Zalán, 1999).

Os recursos minerais registrados nas bacias paleozóicas restringem-se às ocorrências de cobre no Siluriano do Gráben Colorado na Fossa Tectônica da Bacia dos Parecis, ferro oolítico no Devoniano das bacias do Amazonas, do Parnaíba e do Paraná; aos depósitos de potássio associados aos evaporitos do Permo-Carbonífero, na Bacia do Amazonas; e aos depósitos de carvão, xistos betuminosos e urânio nos sedimentos do Permiano na Bacia do Paraná. É importante salientar a existência de jazimentos de gás e óleo na Bacia de Solimões, de ocorrências de gás na Bacia do Paraná, como também a presença de enormes reservatórios de águas subterrâneas nas três bacias.

Cu Colorado

A mineralização de cobre ocorre no topo da Formação Cacoal, aqui com espessura muito reduzida (10–20 m), em associação com os calcários dolomíticos dessa formação. A mineralização é composta essencialmente por calcosita que aparece em fraturas, estilólitos e algumas laminações dos calcários dolomíticos brancos sotopostos aos calcários dolomíticos rosados estéreis. Em algumas fraturas registra-se a presença de barita. Importante alteração superficial provoca a formação de malaquita predominante além de azurita, crisocolo e cobre nativo, que impregna os calcários e às vezes os conglomerados da base. Junto com a malaquita ocorre o desenvolvimento de óxidos de manganês a partir da alteração dos calcários dolomíticos brancos. A espessura máxima dos calcários mineralizados não ultrapassa 4 m, com teores variados.

A mineralização é conhecida sobre uma extensão de 6 km paralelamente ao lineamento e sempre associada aos calcários dolomíticos que formam uma camada contínua com 4 a 6 m de espessura.

Fe oolítico

As ocorrências de ferro oolítico no Brasil parecem restritas ao Devoniano Médio das Bacias do Parnaíba, do Amazonas e do Paraná, constituindo importante guia litoestratigráfico na evolução dessas bacias e evento caracterizando uma época metalogênica do Fanerozóico.

O minério de ferro oolítico de Paraíso do Norte–Miracema (Ribeiro e Dardenne, 1978) depositou-se num ambiente costeiro na borda de um continente aplainado, profundamente alterado. Suas principais fácies, identificadas por Ribeiro (1984), são: fácies de planície de maré com marcas de ondas, estruturas flaser e laminações plano-paralelas; fácies lagunares onde se depositaram os *pellets* de hidróxidos de ferro e onde se formaram as microconcreções de chamosita, as quais são cortadas por canais de marés com conglomerados e arenitos conglomeráticos ferruginosos que apresentam concentrações de conchas (braquiópodes) na base; fácies de ilhas-barreiras com estratificações cruzadas e com oólitos de goethita; fácies de mar aberto caracterizada pelos folhelhos pretos da Formação Pimenteiras.

A paleogeografia, reconstituída por Ribeiro (1984), é muito semelhante à dos modelos estabelecidos para os depósitos de Yorkshire, na Inglaterra, e Wabaná, na Austrália (Maynard, 1983).

As ocorrências de ferro oolítico do Rio Jatapu (AM) (Façanha da Costa, 1966; Hennies, 1969) e do Rio Garapu (Hennies, 1969) na Serra do Roncador (Mato Grosso) são formadas por oólitos ferruginosos, bem selecionados (0,20 a 0,50 mm), possuem forma esférica a elipsoidal e são constituídas essencialmente por goethita. Foram depositados em ambiente costeiro agitado, evidenciado pela abundância das estratificações cruzadas.

Evaporitos

Na Bacia do Amazonas, do Siluriano até o fim do Devoniano, a sedimentação se deu com ingressão marinha, que ocorreu de leste para oeste. Após um período de emersão generalizada da bacia, aconteceu uma suave inclinação da bacia para oeste e, também, o soerguimento de sua parte oriental, o que provocou uma inversão no sentido da invasão marinha, vindo agora de oeste para leste, com a deposição de uma seqüência transgressiva (Formação Monte Alegre e Formação Itaituba), seguida por um intervalo de restrição acentuada, caracterizado pela seqüência evaporítica da Formação Nova Olinda, à qual são associados os depósitos de potássio de Fazendinha e de

Arari. Essa formação faz a transição para os sedimentos continentais da Formação Indirá (Permiano Superior). Nessa época, a bacia apresentava-se dividida, de oeste para leste, pelos altos de Iquitos, Carauari, Purus e Gurupá nas sub-bacias Juruá (ou Alto Amazonas) e Médio Amazonas. Segundo Sad *et al.* (1982, 1997), a recorrência cíclica de fases de alta e de baixa salinidade, limitadas por folhelhos pretos ou por sais menos solúveis (calcários ou anidritas), permite dividir a seqüência evaporítica em onze ciclos. O ciclo VII marca o período de isolamento mais eficiente da bacia evaporítica, com salmouras de alta concentração e deposição de halitas bandadas finamente cristalizadas, apresentando teores elevados de bromo (> 70 ppm) e culminando com a precipitação de sais de potássio e de magnésio na forma de cloretos e de sulfatos. O ciclo VII é truncado por aportes bruscos de águas continentais, o que torna o ambiente de caráter continental-lacustre.

Na área de Fazendinha, a camada mineralizada encontra-se sub-horizontalizada em profundidades de 980 a 1.140 m, com espessura média de 2,7 m, os teores de KCl variando de 14,31 a 38,69% (média de 27%).

As reservas medidas, *in situ*, para o depósito de Fazendinha, são superiores a 520 Mt de minério com 28,8% KCl, permitindo uma recuperação de 36 Mt de KCl, enquanto as reservas do depósito de Arari são da ordem de 659 Mt com 17,7% KCl.

O modelo de deposição dos evaporitos nas bacias Solimões e Amazonas segue o exemplo clássico da invasão do continente por um golfo marinho em comunicação com um oceano. A divisão desse golfo em bacias múltiplas por altos do embasamento, como os de Iquitos, Carauari, Purus e Gurupá, permite a formação de salmouras cada vez mais concentradas de oeste para leste, bem como a precipitação dos sais de potássio e de magnésio em condições extremas de aridez e de salinidade.

Carvão

Os depósitos de carvão do Brasil encontram-se nos sedimentos permo-carboníferos do flanco leste da Bacia do Paraná, segundo uma faixa NE–SW que atravessa os estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, prolongando-se até o Uruguai. As camadas de carvão integram a Formação Rio Bonito (Permiano Médio a Superior), pertencente ao Grupo Guatá do Supergrupo Tubarão (Schneider *et al.* 1974). Essa formação é composta pelos membros: Triunfo inferior, Paraguauçu intermediário e Siderópolis superior. É recoberta em transgressão pelos sedimentos marinhos da Formação Palermo. Segundo Lenz e Ramos (1985), os carvões da Formação Rio Bonito mostram um aspecto listrado característico, com finas intercalações de lâminas de siltitos e folhelhos carbonosos e piritosos. Em consequência, possuem um elevado teor em matéria mineral (teor de cinzas entre 50 e 65%), o que define

um carvão de baixo grau, num estágio relativamente baixo de carbonificação (*rank*), em decorrência das baixas pressão e temperatura atingidas durante o soterramento. Regionalmente, são classificados como carvões betuminosos alto voláteis, aproveitados como carvão energético e carvão metalúrgico.

Xistos Betuminosos

A sedimentação da Formação Rio Bonito encerrou-se com a transgressão marinha da Formação Palermo, a qual atingiu seu auge com a deposição da Formação Irati, na base do Grupo Passa Dois, durante o Permiano Superior. A Formação Irati, reconhecida por suas características fundamentais por uma distância superior a 2.000 km, desde o estado do Mato Grosso do Sul até o Uruguai e, provavelmente, o Paraguai, é dividida em dois membros (Schneider *et al.* 1974): Membro Taquaral inferior, constituído essencialmente por folhelhos siltosos cinza-escuro; Membro Assistência superior, composto por folhelhos cinza-escuro e por folhelhos pretos pirobetuminosos, associados a dolomitos e calcários com nódulos de sílex e presença constante de répteis fósseis do gênero *Mesosaurus*. Os folhelhos pirobetuminosos são rochas pretas, finamente laminadas, com elevado teor de matéria orgânica na forma de querogênio.

A Formação Irati encontra seu equivalente na Bacia Karoo, na África do Sul, sob a denominação Formação White Hill (Oelofsen e Araújo, 1983, 1987), a qual configura um imenso golfo transgredindo sobre o continente Gondwana. Nessa bacia, a deposição dos folhelhos oleígenos pirobetuminosos aconteceu nas depressões mais profundas, onde ocorreu o fenômeno de estratificação, e o desenvolvimento de uma zona anóxica com elevada salinidade que permitiu a acumulação da matéria orgânica nos depocentros.

Urânio Figueira

A jazida de urânio está associada aos sedimentos do Membro Triunfo, na base da Formação Rio Bonito (Permiano) da Bacia do Paraná (Rebello e Camargo, 1982). Fica confinada entre a camada de carvão, na base, e o arenito médio a grosso, no topo, e possui uma forma tabular peneconcordante (Morrone e Daemon, 1985). Nos arenitos, a mineralização aparece nos interstícios dos grãos de quartzo, na forma de uraninita intimamente associada à pirita e a outros sulfetos, como calcopirita e esfalerita. O molibdênio (teor médio 0,2%) e o vanádio (200 a 500 ppm), juntamente com as anomalias de selênio, níquel e germânio, acompanham a mineralização de urânio. As reservas foram estimadas em aproximadamente 8.000 t de U_3O_8 . Do ponto de vista paleogeográfico, os sedimentos que hospedam o depósito de Figueira e outras ocorrências assinaladas na região (Telamaco Borba e Sapopema) são associados a um sistema de ilhas barreira-lagunas, com o

desenvolvimento de turfeiras na laguna (Della Favera *et al.* 1993). A evolução da matéria orgânica durante o soterramento conduziu à formação de um ambiente redutor favorável à fixação do urânio, precipitado a partir dos fluidos conatos circulantes nos arenitos brancos na sua forma oxidada. A uraninita, associada à pirita, preenche a porosidade secundária e substitui os arenitos encaixantes. As anomalias de Mo, V, Se e Ge associadas à mineralização uranífera sugerem uma concentração inicial desses elementos junto com a matéria orgânica.

Ocorrências de Diamante nas Sequências Paleozóicas

Numerosas ocorrências de diamante em aluviões recentes e em paleo-aluviões do Terciário-Quaternário, e até mesmo do Cretáceo Inferior, são direta ou indiretamente relacionadas ao retrabalhamento de sedimentos paleozóicos geralmente de origem glacial, como diamictitos continentais (tilitos), e conglomerados fluvioglaciais (Gonzaga e Tompkins, 1991). As áreas-fontes paleozóicas mais conhecidas, a partir das quais derivam os placeres diamantíferos, são atribuídas aos sedimentos permocarboníferos do Grupo Itararé na região de Tibagi (PR), do Grupo Aquidauana perto da cidade de Coxim (MT), no âmbito da Bacia do Paraná (Soares e Perdoncini, 1999), da Formação Poti no vale do Rio do Sono na Bacia do Parnaíba (TO) (Gonzaga, informação verbal) e do Grupo Santa Fé nas regiões de Canabrava/João Pinheiro (MG) e Posse (GO) (Campos e Dardenne, 1997).

Assim, os sedimentos paleozóicos contribuíram significativamente na dispersão do diamante em escala continental, dificultando o rastreamento das áreas-fontes.

Mesozóico

Os recursos minerais encontrados nas bacias mesozóicas e estruturas associadas são direta ou indiretamente relacionadas ao evento tectônico global representado pelo rifteamento que presidiu a partição do Continente Gondwana e permitiu a separação do continente africano e sul-americano. A evolução tectono-sedimentar do processo de rifteamento foi dividida em quatro estágios (Ojeda, 1981; Cainelli e Mohriak, 1999): estágio pré-rifte; estágio rifte tafrogênico; estágio transicional do golfo proto-oceânico; estágio transgressivo de oceano aberto, correspondente a uma fase de subsidência térmica. Esses estágios, que refletem a abertura progressiva do Atlântico Sul, surtiram importantes reflexos no interior da Plataforma Sul-Americana, mediante reativações sucessivas de antigos lineamentos, do aparecimento de novas estruturas tectônicas e da individualização de soerguimentos regionais durante o Evento Sul-Atlântico de Schobbenhaus *et al.* (1984).

Ametistas e Ágatas

As manifestações vulcânicas, intimamente relacionadas à fase de intumescência, são responsáveis pela individualização dos depósitos de ametista e de ágata encontrados no Rio Grande do Sul, bem como dos depósitos de opala registrados no Piauí.

No início do Cretáceo, entre 140 e 120 Ma, o estágio pré-rifte do Atlântico Sul refletiu-se na Bacia do Paraná, por vastos derrames de basaltos tholeiíticos, andesitos basálticos, riolitos e riolitos relacionados ao vulcanismo fissural continental do Grupo Serra Geral. Esse vulcanismo decorre da atuação de uma pluma mantélica, cujo traço fossilizado foi encontrado por sísmica (Van Decar *et al.* 1995) e indicado por análises geoquímicas da Província Ígnea do Alto Parnaíba (Gibson *et al.* 1995), abaixo da Bacia do Paraná. A esse vulcanismo são associados, no Rio Grande do Sul, importantes jazidas de ametista e ágata, (Schmitt *et al.* 1991), intensamente exploradas nos distritos mineiros do Alto Uruguai/Iraí (Ametistas) e do Salto do Jacuí (Ágatas), além dos distritos de Lajeado e Nova Prata, de menor importância (Santos *et al.* 1998).

Distrito de Fluorita de Santa Catarina

No Distrito de fluorita de Santa Catarina, os veios mineralizados cortam os granitos do Neoproterozóico, pertencentes às suítes Pedras Grandes e Tabuleiro (Sallet, 1988); os diques Eo-Cambrianos de quartzo pórfiro; os sedimentos permo-carboníferos da Formação Rio Bonito; e os diques e *sills* da Formação Serra Geral, do Cretáceo Inferior. Esses filões, orientados principalmente N20E, distribuem-se numa faixa, com cerca de 100 km de comprimento e 30 km de largura, ao longo dos lineamentos Canela Grande e Armazém. Essas estruturas correspondem a zonas de cisalhamento transcorrentes formadas em regime dúctil no final do Ciclo Brasileiro, as quais foram reativadas como falhas transcorrentes e extensionais durante o Cretáceo, em razão da abertura do Atlântico Sul.

Os depósitos de fluorita são agrupados em subdistritos denominados: Segunda Linha Torrens, Ribeirão da Areia, Pedras Grandes, Rio Bravo Alto e Grão Pará (Savi, 1980; Dardenne e Savi, 1984; Dardenne, 1988; Bastos Neto, 1990; Bastos Neto *et al.* 1991, 1997; Dardenne *et al.* 1997).

O minério apresenta-se na forma de lentes biconvexas, de corpos tabulares e de combinações das duas anteriores, relacionados à movimentação de falhas transcorrentes e extensionais, respectivamente. A mineralização de fluorita, geralmente associada à calcedônia, mostra estruturas bandadas simétricas e assimétricas, estruturas brechadas e em *cocardes* de várias cores: roxa e verde-escura, verde-clara, amarela e branca, que permitem ordenar, no tempo e no espaço, as diferentes fases de mineralização. Os corpos de

minério podem atingir 1 km de comprimento, 15 m de espessura e até 300 m de profundidade, quando o minério rico em fluorita (70–80%) enriquece-se progressivamente em sílica, tornando-se anti-econômico.

Depósitos Associados aos Complexos Ultramáfico-Alcalino-Carbonatíticos

Nas regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil, localizam-se as principais ocorrências de rochas alcalinas plutônicas e vulcânicas, as quais são agrupadas em províncias denominadas Lages–Anitápolis, Ponta Grossa, Serra do Mar, Alto Parnaíba e Iporá–Rio Verde, cujas idades variam desde o Cretáceo Inferior e Superior até o Terciário Inferior (Ulbrich e Gomes, 1981). Esses complexos alcalino-carbonatíticos situam-se geralmente na borda da Bacia do Paraná e são intrusivos no embasamento metamórfico brasileiro. Alinham-se ao longo de arcos orientados a noroeste, os quais parecem prolongar no continente as enormes falhas transformantes registradas no fundo oceânico do Atlântico. Aos complexos são associados importantes depósitos minerais de relevante interesse econômico, tais como jazidas de bauxita, fosfato, nióbio, titânio, barita, magnetita, vermiculita, fluorita, urânio, níquel e de terras raras (CBMM, 1984). Em todos eles, a alteração laterítica cumpre um papel fundamental na economicidade das jazidas e atua vigorosamente na elevação dos teores no perfil de alteração por meio de dois mecanismos:

- i) Concentração relativa dos resistatos no manto laterítico: principalmente apatita, pirocloro e barita; e
- ii) Neoformação de minerais de níquel (silicatos e óxidos), alumina (gibbsita) e titânio (anatásio).

Complexos das Regiões Sul e Sudeste

Nas Regiões Sul e Sudeste, destacam-se três grupos de complexos alcalino-carbonatíticos: o primeiro grupo, que apresenta idade variável de 135 a 120 Ma, inclui os complexos de Jacupiranga, Juquiá, Ipanema, Barra do Itapirapuã e Anitápolis; o segundo grupo, que envolve o complexo de Poços de Caldas, tem idade vizinha de 90 Ma; o terceiro, mais jovem, com idade de 65 Ma, compreende os complexos de Lages e de Mato Preto.

Importantes depósitos minerais são associados a esses complexos: fosfato, em Anitápolis e Jacupiranga; fluorita, em Mato Preto; urânio, em Poços de Caldas; bauxita, em Lages e Poços de Caldas.

Depósitos de Fosfato de Jacupiranga

Intrusivo nos mica xistos e granodioritos do embasamento pré-cambriano, o Complexo de Jacupiranga (Melcher, 1966), datado em 130 ± 5 Ma e possuidor de uma forma ovalar orientada aproximadamente NS, é constituído essencialmente por dunitos, piroxenitos e jacupiranguitos, ijolitos, nefelina

sienitos e carbonatitos. O corpo de carbonatito é dividido em duas partes pelos jacupiranguitos e composto de uma série de intrusões sucessivas (C_1 a C_3), representadas por carbonatito calcítico, carbonatito magnesiano e carbonatito dolomítico (Gaspar, 1989). A granulação varia de média a grossa, e a textura, orientada de origem magmática, é sublinhada pelos minerais escuros: flogopita, magnetita e ilmenita. A apatita ocorre na forma de cristais incolores isolados ($\phi = 0,05$ a $1,0$ mm) e de prismas idiomórficos ($\phi = 1$ a 5 mm). Os teores de P_2O_5 no carbonatito variam de 5,1 a 5,6%.

O minério residual, inicialmente explorado com teor médio de 22% P_2O_5 (Reis, 1997) e de 26% Fe_2O_3 , era o produto final da alteração laterítica que provocou a lixiviação dos carbonatos e a acumulação relativa da apatita magmática insolúvel. Atualmente, a mineração desenvolve-se sobre carbonatitos frescos com teor de 5,1 a 5,6% P_2O_5 .

Depósito de Urânio de Poços de Caldas

O Complexo Alcalino de Poços de Caldas, situado no sudoeste de Minas Gerais, próximo à divisa com São Paulo, corresponde a uma grande estrutura circular (diâmetro $\cong 30$ km), cuja evolução se iniciou em 87 Ma e terminou por volta de 52 Ma (Ulbrich e Gomes, 1981). É constituído essencialmente por lavas, tufos e brechas vulcânicas, aos quais sucederam nefelina sienitos, tinguaitos, foiaítos e fonolitos e, por fim, diques anelares e intrusões de lujaurito, chibinito e foiaítos, acompanhados por forte atividade hidrotermal e por brechação (Ellert, 1959).

Segundo Fraenkel *et al.* (1985) e Forman e Waring (1981), as mineralizações de urânio, molibdênio e zircônio concentram-se nas áreas de Cercado e Santo Agostinho, perto do limite das estruturas circulares secundárias que caracterizam o Complexo de Poços de Caldas.

Depósitos de Fluorita de Mato Preto

O Complexo Carbonatítico de Mato Preto, datado em 65 Ma, é constituído por quatro estruturas circulares principais com aproximadamente 1 km de diâmetro. Três dessas estruturas são compostas de sienitos fenitizados, carbonatitos calcíticos, dolomíticos e ankeríticos, fonólitos e tinguaitos, enquanto a última é formada por fonolitos com xenólitos e brechas explosivas tardias (Jenkins, 1987; Santos, 1988).

O depósito Clugger (Jenkins, 1987) é constituído por quatro lentes subparalelas de minério, orientadas N50–60E/80–85NW, as quais envolvem os diques de fonolito-tinguaíto. Essas lentes mostram comprimento de aproximadamente 250 m, largura acumulada de 80 m e profundidade de pelo menos 120 m. A mineralização, composta de fluorita, quartzo, barita-celestita, apatita, minerais de terras raras e sulfetos, é acompanhada por alteração hidrotermal caracterizada como argilização e silicificação. Segundo Jenkins (1987), as reservas estimadas atingem cerca de 2,5 Mt de minério com 50% CaF_2 .

Complexos da Região Centro-Oeste

Na Região Centro-Oeste, concentra-se a maioria dos complexos alcalino-carbonatíticos do Brasil, todos eles com idade compreendida entre 80 e 90 Ma. Na Província do Alto Paranaíba, agrupam-se os complexos carbonatíticos, enquanto os complexos ultramáfico-alcalinos se encontram na Província de Iporá-Rio Verde.

A Província Carbonatítica do Alto Paranaíba (Barbosa *et al.* 1970; Leonardos e Meyer, 1991) representa, ao mesmo tempo, um alto estrutural e um alto gravimétrico, cujo eixo é marcado por longos e contínuos diques de basaltos. O soergimento do arco ocorreu no Cretáceo e resultou num paleoalto que separou a Bacia do Paraná da Bacia Sanfranciscana (Hasui e Haralyi, 1991; Campos e Dardenne, 1997).

A província, que ocupa as porções noroeste de Minas Gerais e sudeste de Goiás, é caracterizada pela distribuição dos complexos alcalino-carbonatíticos, dos *pipes* kimberlíticos e kamafugíticos, das intrusões ultramáficas potássicas e ultrapotássicas e dos seus equivalentes associados lavas e rochas piroclásticas. Os carbonatitos e rochas alcalinas associadas derivam da diferenciação de magma ultramáfico com afinidade kimberlítica na região superior do manto (Gaspar e Wyllie, 1984).

Nela concentram-se os complexos carbonatíticos economicamente mais importantes: Barreiro, Tapira, Salitre I e II, Serra Negra e Catalão, com as suas mineralizações de nióbio, fosfato, titânio, vermiculita e terras raras.

Complexo do Barreiro

O Complexo do Barreiro, nas imediações da cidade de Araxá, com uma estrutura dômica, aproximadamente circular, de 4,5 km de diâmetro, é intrusivo nos quartzitos e mica xistos do Grupo Araxá (Barbosa *et al.* 1970) e provoca intensa fenitização nas suas bordas. É constituído essencialmente por glimeritos, foscorititos (flogopita, carbonato, apatita e magnetita) e carbonatitos. Os carbonatitos são principalmente do tipo beforsito, onde a dolomita é o mineral predominante, com calcita e ankerita subordinadas, além de barita, apatita, magnetita, perovskita, flogopita, pirita, anfibólio sódico, isokita, estroncianita e bário-pirocloro. Os foscorititos da parte central do complexo mostram geralmente os teores mais elevados em pirocloro e ocorrem isoladamente ou concentrados em zonas preferenciais com teores que atingem até 8% Nb_2O_5 (CBMM, 1984).

No interior da estrutura dômica, a cobertura laterítica varia de alguns poucos metros até 230 m de profundidade. As rochas originais encontram-se completamente transformadas por lixiviação dos elementos solúveis, por acumulação do ferro e por concentração dos minerais resistentes à alteração. Esses processos de alteração conduziram à formação de duas jazidas:

- Jazida de nióbio, explorada pela CBMM, apresenta as maiores reservas mundiais de nióbio: 461,75 Mt de minério com 2,5% Nb_2O_5 . Situada na parte central da estrutura, a alteração desenvolveu-se sobre carbonatitos e foscoritos ricos em bário-pirocloro, desenhando uma área mineralizada circular com diâmetro de 1.800 m; e
- Jazida de fosfato, na forma de apatita, explorada pela Mineração Arafertil, com reservas de 460 Mt de minério e teor médio de 15,07% P_2O_5 . A origem da jazida é também relacionada à alteração laterítica, que atuou desde o Terciário Inferior e permitiu a acumulação relativa da apatita.

Complexo de Tapira

O Complexo de Tapira (Melo, 1997), situado a alguns quilômetros ao sul de Araxá, é intrusivo nos quartzitos e nos filitos do Grupo Canastra e intensamente fenitizado nas bordas. Possui uma forma elíptica com diâmetro médio de 6 e 7 km. A estrutura dômica é constituída por peridotitos, piroxenitos, dunitos, glimmeritos e carbonatitos do tipo sovito, além de diques de traquitos e lamprófiros.

Os piroxenitos, largamente distribuídos no complexo, mostram enriquecimento em apatita, magnetita e perovskita, minerais esses que podem formar bandas monomineralicas. Nos piroxenitos, a porcentagem de perovskita varia normalmente de 8 a 10%, mas pode atingir cerca de 15%.

Os carbonatitos, que ocupam o centro do complexo, são compostos de 90% de calcita e 10% de minerais acessórios, tais como magnetita, apatita, flogopita e pirocloro. A alteração laterítica generalizada, que afetou as rochas do complexo, provocou o desenvolvimento de um manto de alteração com espessura superior a 100 m.

As reservas calculadas para as áreas pertencentes à DOCEGEO foram definidas em 744 Mt de minério de apatita, com teor médio de 8,35% P_2O_5 ; 191 Mt de minério de anatásio, com teor médio de 21,9% TiO_2 ; 113 Mt de minério de nióbio, com teor médio de 0,9% Nb_2O_5 .

As reservas calculadas para as áreas da CMM foram estimadas em: 637 Mt de minério apatítico, com 8% P_2O_5 ; 223 Mt de minério de anatásio, com 14,34% TiO_2 ; 53 Mt de minério de nióbio, com 0,36% Nb_2O_5 .

Atualmente, só o fosfato está sendo lavrado e beneficiado pela Fosfertil S.A., em Tapira.

Complexo de Catalão

Descoberto em 1894, por Hussak, o Complexo de Catalão, no sudeste de Goiás (Carvalho e Bressan, 1997; Danni *et al.* 1991; Araujo, 1996), com dimensões de 6 km por 5,5 km, é intrusivo nos quartzitos e xistos do Grupo Araxá, intensamente fenitizados. Na região central do complexo, a depressão da

lagoa é preenchida por espessos sedimentos lacustres representados por arenitos e argilitos com idade provavelmente terciária.

É constituído essencialmente por rochas ultramáficas (piroxenitos e, provavelmente, dunitos) metassomatizadas e transformadas em flogopititos e foscoritos ricos em apatita e pirocloro, intrudidos por *plugs* de carbonatito do tipo sovito e berfosito, relativamente pobres em apatita (1 a 5% P_2O_5), mas ricos em monazita e em pirita. Destaca-se, nesse contexto, uma densa rede de veios hidrotermais de carbonatitos ricos em apatita, posterior à intrusão dos *plugs* e desenvolvida nos flogopititos e nos foscoritos. Esses veios hidrotermais ricos em apatita representam a principal fonte do minério de fosfato explorado no Complexo de Catalão. Segundo Ribeiro (informação verbal), a essa fase principal do hidrotermalismo mineralizante sucede uma fase tardia na forma de hidrotermalitos muito ricos em monazita.

A exemplo dos casos anteriores, as mineralizações encontradas associam-se aos processos de lateritização, que provocam:

- i) Acumulação residual de pirocloro e de apatita; e
- ii) Neoformação de anatásio e de vermiculita.

As pesquisas desenvolvidas pela METAGO (Carvalho e Bressan, 1997) e pela Mineração Catalão de Goiás permitiram avaliar as reservas do complexo em: 440 Mt de minério de fosfato, com teor superior a 5% P_2O_5 ; 339 Mt de minério de titânio, com teor superior a 10% TiO_2 ; 15 Mt de minério de nióbio, com teor superior a 0,7% Nb_2O_5 ; 10 Mt de minério de vermiculita, com teor superior a 10% deste mineral; 15 Mt de minério de terras raras, com teor acima de 4% de Ce_2O_3 + La_2O_3 . Atualmente, a Mineração Catalão de Goiás explora a jazida de nióbio com uma produção anual de 3.548 t de liga ferro-nióbio, enquanto a Ultrafertil explora a jazida de fosfato com uma produção anual de 5 Mt de minério com 11% P_2O_5 , o que resulta em 750.000 t de concentrado de apatita com teor de 36% P_2O_5 .

Kimberlitos

As principais ocorrências de kimberlitos no Brasil distribuem-se ao longo dos lineamentos AZ-125° e Transbrasiliano (Gonzaga e Tompkins, 1991; Tompkins e Gonzaga, 1989). Ao Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.* 1975) são associados os kimberlitos de Gilbués/Picos, no Piauí, e os de Poxoréu, no Mato Grosso. Ao Lineamento AZ-125°, são relacionadas as províncias kimberlíticas do Cretáceo Inferior (kimberlitos Batóvi, datados em 121 Ma), bem como as do Cretáceo Superior nas regiões de Aripuanã, no Mato Grosso; de Pimenta Bueno, em Rondônia; e de Alto Paranaíba em Minas Gerais. Somente os kimberlitos de Juína (Teixeira, 1996) apresentam, até agora, mineralizações significativas de diamante.

Província Kimberlítica de Juína

Conforme Teixeira (1996), a Província Kimberlítica de Juína, datada de 95 a 92 Ma, encontra-se mais ou menos condicionada ao longo do Lineamento AZ-125° na borda norte da Bacia dos Parecis.

As estruturas kimberlíticas de Juína apresentam caráter subvulcânico francamente explosivo com amplas crateras e estreitos ventos. Nessas crateras, é possível distinguir, da base para o topo:

- i) Brechas kimberlíticas representantes do próprio corpo intrusivo;
- ii) Complexa intercalação de material epiclástico arenoso de natureza kimberlítica com piroclásticas extrusivas, cuja espessura varia de 10 a 70 m, apresentando acamadamento rítmico e gradacional; e
- iii) Arenitos epiclásticos com contribuição kimberlítica, cuja espessura varia de 0 a 60 m.

Essas estruturas kimberlíticas são particularmente amplas quando intrusivas nos sedimentos da Bacia dos Parecis e são relacionadas a uma origem freatomagmática.

As brechas de Juína apresentam feições idênticas à das fácies diatrema de kimberlitos típicos, caracterizando-se por enorme quantidade de xenólitos mantélicos, notadamente de lherzolitos e eclogitos, de rochas sedimentares (pelitos dominantes), de gabros, de gnaisses e de granitos (Teixeira, 1996).

Província Kimberlítica do Alto Paranaíba

Na província magmática do Alto Paranaíba (Leonardos e Meyer, 1991), destaca-se o grande número de *pipes*, diques e ventos, aos quais são relacionados os kimberlitos e kamafugitos (mafuritos, uganditos e katungitos), cuja idade varia de 83 a 90 Ma, conhecidos como Bocaína, Córrego do Couro, Morro Alto, Córrego do Varjão, Indaiá I e II, Limeira I e II, Pântano, Japecanga, Mata do Lenço, Serra do Bueno, Três Ranchos IV e Três Barras, descritos em diversos trabalhos (Tompkins e Gonzaga, 1989; Gonzaga e Tompkins, 1991; Barbosa, 1991; Barbosa *et al.* 1970; Leonardos e Meyer, 1991; Bizzi, 1993; Gibson *et al.* 1995) e objeto de controvérsias quanto ao seu potencial diamantífero. Araújo (2000) classificou 52 *pipes* da Província do Alto Paranaíba como kimberlitos e kamafugitos (mafuritos e uganditos), dos quais 15% correspondem a kimberlitos e os 85% restantes, a kamafugitos. Alguns desses kimberlitos se encontram seguramente mineralizados em diamante, mas até agora os corpos definidos são de pequenas dimensões e apresentam concentrações subeconômicas.

Evaporitos

Na região Nordeste do Brasil, depósitos de evaporitos relacionados ao Aptiano ocorrem tanto nas bacias marginais costeiras, como nas bacias cretáceas interiores.

Depósitos de Potássio de Sergipe–Alagoas

A evolução tectono-sedimentar das bacias marginais brasileiras (Ojeda, 1981) tem sido dividida em quatro fases: fase de intumescência ou de soergimento crustal; fase tafrogênica ou fase rifte; fase transicional, denominada golfo proto-oceânico ou fase de evaporitos; fase de oceano aberto ou fase transgressiva. Essas fases refletem a separação progressiva entre o Brasil e a África, bem como a abertura do Atlântico Sul.

Durante o estágio protooceânico, duas sequências evaporíticas relacionadas à Formação Muribeca se depositaram:

- i) Os evaporitos Paripueira do Eoaptiano, aos quais são relacionadas as explorações, por dissolução subterrânea de sal-gema de Bebedouro, em Maceió, Alagoas (Amaral e Melo, 1997); e
- ii) Os evaporitos Ibura do Neoaptiano, aos quais são associados os depósitos de silvinita de Taquari-Vassouras e Santa Rosa de Lima na Bacia de Sergipe (Cerqueira *et al.* 1986, 1997).

Na bacia costeira de Sergipe, região nordeste do Brasil, as estruturas anticlinais, às quais estão associados os campos de petróleo de Riachuelo, Siririzinho e Carmópolis, limitam as sub-bacias potássíferas de Santa Rosa de Lima e de Taquari-Vassouras (Cerqueira *et al.* 1997, 1986).

Atualmente, somente esta última está sendo explorada por mineração subterrânea (CVRD) da sequência evaporítica do Membro Ibura (Neoaptiano), que se sobrepõe aos conglomerados e arenitos do Membro Carmópolis, ficando sotoposta aos folhelhos e siltitos com intercalações de arenitos, calcários laminados e anidrita do Membro Oiteirinhos. Essas diversas unidades pertencem à Formação Muribeca (Aptiano), que é recoberta em discordância pelos sedimentos da transgressão marinha da Formação Riachuelo (Albiano/Cenomaniano).

Os evaporitos Ibura, que apresentam como característica a presença de gás disseminado sob a forma de micro-inclusões, são divididos em nove ciclos (Szatmari *et al.* 1979; Cerqueira *et al.* 1997, 1986) em virtude da alternância de fases de alta e baixa salinidades.

Os ciclos I e II são constituídos principalmente por halitas transgredindo sobre os sedimentos anteriores. Nos ciclos III, IV, V e VI as condições de isolamento e concentração em sais tornam-se mais drásticas com a precipitação da carnalita (KCl, MgCl₂·6H₂O) e da taquidrita (2MgCl₂·CaCl₂·12H₂O) a partir das salmouras distais. O topo do ciclo VI é marcado por uma fase de dissolução intensa denominada discordância pré-ciclo VII, que eliminou grande parte dos sais já depositados, notadamente nos altos de Carmópolis e de Siririzinho. Sobre essa discordância, o ciclo VII é composto de camadas de halita e de silvinita, com delgados níveis de carnalita, as quais são exploradas na mina subterrânea de Taquari-Vassouras. Os níveis de halita apresentam texturas variadas:

fina, cristaloblástica, digitiforme, esquelética e bandada, cada uma delas representando uma fácies bem determinada.

A silvinita basal inferior, com coloração amarela e cristalinidade grosseira, mostra espessura média de 3,82 m e teor de 25,03% KCl e consiste no minério de maior distribuição na bacia. A silvinita basal superior, com coloração avermelhada e esbranquiçada e com cristalinidade geralmente fina, possui espessura média de 4,27 m e teor de 24,05% KCl. Essas duas camadas de silvinita são separadas por um nível de halita com espessura máxima de 14,62 m na parte central da jazida, que pode desaparecer em certos locais, provocando, assim, a fusão dos dois níveis de silvinita.

As reservas de silvinita basal superior são de 42 Mt com 24,05% KCl. A produção, iniciada em 1986, era de 275.000 t de KCl e de 850.000 t de NaCl em 1991.

Depósitos de Gipsita

Na região Nordeste do Brasil, uma série de bacias cretáceas intracontinentais apresenta importantes depósitos de gipsita, que são associados a um episódio marinho transgressivo de idade Aptiano-Albiano, relacionado à Formação Santana na Chapada do Araripe e à Formação Codó na Bacia do Grajaú (Maranhão).

As jazidas mais significativas ocorrem na Bacia do Araripe, constituindo-se na maior região produtora de gipsita do Brasil, a qual é utilizada para fabricação de cimento Portland e de gesso (Krauss e Amaral, 1997).

A camada de gipsita e anidrita, relacionada à Formação Santana, pode atingir até 30 m de espessura, assentando-se concordantemente sobre folhelhos pretos ricos em matéria orgânica de origem algal e carbonatos. O horizonte gipsítico é capeado por uma seqüência argilo-siltica calcífera e fossilífera, a qual mostra localmente abundantes concreções calcárias ricas em ictiólitos (Krauss e Amaral, 1997).

Barita

Dois importantes depósitos de Barita são conhecidos nos sedimentos da Formação Marizal/Taipu-Mirim: Camamu e Fazenda Barra (Bahia).

Depósito de Camamu

Na Bacia de Camamu, os depósitos de barita das Ilhas Grande e Pequena são associados aos sedimentos do Aptiano na margem continental brasileira e, conseqüentemente, intimamente relacionados à evolução do rifte que presidiu a formação do Atlântico Sul. Esses depósitos foram estudados sucessivamente por Bodenlos (1948), Netto (1977), Campos (1983), Dardenne e Campos (1984).

Essa camada de barita (E = 4m) apresenta uma zonação vertical bastante característica (Campos, 1983; Dardenne e

Campos, 1984): i) Barita esferulítica, fibrosa, inferior; ii) Barita fitada, maciça, intermediária; e iii) Barita botrioidal superior.

Esse minério explorado pela Baroid-Pigminas S.A. é submetido à britagem grosseira e à simples lavagem para eliminação das argilas, dos óxidos e dos hidróxidos superficiais e também a um controle de qualidade feito por meio da medição da sua densidade, a qual deve ser superior a 4,2.

Do ponto de vista paleogeográfico, a Formação Taipu-Mirim representa uma fácies de transição entre a Formação Marizal, no continente, a oeste, e os evaporitos, a leste, que ocorrem na plataforma continental, onde foram reconhecidos por sondagem, e são correlacionados aos evaporitos do Golfo Paripueira do Eoaptiano.

A fonte dos íons Ba²⁺, necessários para a formação de barita, é ligada à lixiviação desse elemento contido nos feldspatos potássicos dos granulitos ácidos do embasamento e também à lixiviação dos seus produtos retrabalhados (arcósios e conglomerados) no continente. A migração desses fluidos enriquecidos em bário, em direção à zona de transição dos evaporitos (gipsita/anidrita), provoca a substituição dos sulfatos de cálcio, induzindo assim a formação da barita encontrada no depósito de Camamu. Em 1997, as reservas eram estimadas em 663.602 t de minério com 72,06% BaSO₄ (DNPM, 1998).

Depósito da Fazenda Barra

Na Bacia do Recôncavo/Tucano (Bahia), o depósito de barita da Fazenda Barra foi descoberto em 1982 pela PETROMISA (Bandeira *et al.* 1986). Suas reservas foram estimadas em 370.000 t de minério com teor médio de 37,27% BaSO₄. Nessa jazida, bem como em outras ocorrências registradas na região, a barita ocorre como cimento de arenitos e conglomerados da Formação Marizal (Eoaptiano), Andar Alagoas, e é associada à esfalerita, galena, pirita e fluorita em proporções menores.

Fosforitos

Na região Nordeste do Brasil, os fosfatos ocorrem associados à seqüência sedimentar (Grupo Paraíba) da Bacia de Pernambuco/Paraíba (Cretáceo Superior), a qual se estende na forma de uma estreita faixa costeira (15 a 20 km de largura) alongada norte-sul (± 100 km) entre as cidades de Recife e de João Pessoa, mergulhando suavemente em direção ao Oceano Atlântico. Em toda a bacia costeira, a sedimentação fosfática se situa na base da transgressão marinha da Formação Gramame, na forma de um horizonte mais ou menos contínuo sobreposto aos arenitos Beberibe. A espessura da camada de fosforito varia de alguns centímetros até o máximo de 4 m, com teores variáveis de 20 a 35% P₂O₅ (Kegel, 1955; Moreira Neto e Amaral, 1997). As reservas estimadas para a região são da ordem de 65 Mt de minério com 22% P₂O₅.

Depósitos Clásticos Diamantíferos

Durante o estágio rifte do Cretáceo Inferior, espessas seqüências fluviais clásticas depositaram-se nas bacias costeiras marginais e nas bacias interiores do continente brasileiro. Na Bacia Sanfranciscana, os conglomerados basais da Formação Abaeté (Grupo Areado) contêm numerosas ocorrências de diamante detrítico (Campos *et al.* 1993). Esses conglomerados representam depósitos de barras seixosas longitudinais e transversais ocorrendo num sistema fluvial entrelaçado grosseiro em ambiente que varia de árido a desértico (Campos, 1996; Campos *et al.* 1993). Na região de Canabrava, onde foram identificados, os conglomerados contêm pequenos diamantes de boa qualidade (teores de até alguns pontos por m³) os quais contribuem na alimentação dos placeres diamantíferos recentes conhecidos no Rio do Sono. A reconstituição das paleocorrentes mostra um transporte preferencial de NE para SW (Campos, 1996; Dardenne *et al.* 1991). Nessa área, os conglomerados sobrepõem-se, em discordância erosiva, aos sedimentos glaciais do Grupo Santa Fé (Permiano), que podem ter contribuído como fonte local dos diamantes.

Várias outras ocorrências de diamante, associadas aos conglomerados da Formação Abaeté, foram comprovadas em Minas Gerais e em Goiás, com as mais extensas se situando na Serra do Cabral (Chaves *et al.* 1998; Karfunkel e Chaves, 1994, 1995).

A origem dos diamantes é relacionada ao retrabalhamento sucessivo dos conglomerados diamantíferos da Formação Sopa do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico), do Grupo Macaúbas (Neoproterozóico) e do Grupo Santa Fé de Minas (Permiano), conforme sugerido por Gonzaga e Tompkins (1991), Dardenne *et al.* (1991), Campos (1996), Campos e Dardenne (1995).

No Nordeste, depósitos semelhantes são descritos na região de Gilbués (Piauí), onde os diamantes são associados às fácies conglomeráticas da Formação Pé do Morro, base do Grupo Areado (Gonzaga e Tompkins, 1991).

Durante a reativação do rifte no Cretáceo Superior, ocorreu o soerguimento do Alto Paranaíba entre as Bacias Paraná e Sanfranciscana, ao qual são relacionadas as intrusões alcalinas, os derrames vulcânicos e *pipes* kimberlíticos da Formação Patos. O desmantelamento desses edifícios vulcânicos resultou na deposição dos conglomerados e dos arenitos epiclásticos da Formação Uberaba, na Bacia Bauru e da Formação Capacete, na Bacia Sanfranciscana (Campos e Dardenne, 1997). A essas litologias são correlacionadas as ocorrências de diamante da região de Romaria (Gallo, 1991; Suguio *et al.* 1979), e as do Grupo Bauru em geral (Fleischer, 1998).

Na Chapada dos Guimarães, numerosas ocorrências de diamantes em placeres terciários e quaternários, no distrito de Poxoréu, são consideradas como retrabalhamentos dos conglomerados polimíticos da base do Grupo Bauru (Weska *et al.* 1997; Weska, 1996; Fleischer, 1998). Os conglomerados

diamantíferos associados à Formação Parecis, cuja bacia homônima se encontra separada da Bacia Bauru pelo Alto de Rondonópolis, são também o produto de uma sedimentação desenvolvida durante o Cretáceo Superior. Nessa área, situa-se a jazida de diamante de Arenópolis/Nortelândia, com reservas de 400.000 quilates e teores de 2 a 4 pontos/m³, resultante do retrabalhamento e da reconcentração dos diamantes na forma de depósitos aluvionares durante o Terciário–Quaternário (Souza, 1991; Fleischer, 1998).

Cenozóico

Durante o Cenozóico, os principais depósitos minerais encontrados são decorrentes da alteração laterítica, que atuou na Plataforma Sul-Americana desde o início do Terciário, e da concentração de minerais pesados na forma de placeres, pelos rios, nos aluviões e nos paleo-aluviões e, pelo mar, nas praias da margem continental.

Depósitos de Bauxita

Os depósitos de bauxita, largamente espalhados em diferentes regiões do território brasileiro, podem ser agrupados em três grandes províncias: bauxitas da Província Amazônica; bauxitas da Província Centro-Leste; bauxitas da Província Alcalina.

Depósitos de Bauxita da Amazônia Oriental

Nos estados do Amazonas e do Pará, os principais depósitos de bauxita – Trombetas, Nhamundá, Juruti, Almeirim, Paragominas, Mazagão – apresentam perfis de alteração semelhantes, desenvolvidos a partir de sedimentos argilosos e argilo-arenosos pertencentes às formações Ipixuna, Itapecuru e/ou Alter do Chão, consideradas como pertencentes ao Cretáceo Superior ou ao Terciário Inferior. Em todas essas localidades, os depósitos são, ou foram, cobertos por uma espessa (até 20 m) camada caulínica, denominada “Argila de Belterra” (Truckenbrodt e Kotschoubey, 1981). A altitude do platô bauxítico varia de 200 m, nas porções mais elevadas, a 70 m, perto do delta do Rio Amazonas.

Na distribuição dos horizontes no perfil de alteração, reside a originalidade das bauxitas da Amazônia e a origem das controvérsias em relação à evolução dos perfis de alteração e, conseqüentemente, aos modelos genéticos apresentados:

- i) As bauxitas apresentam espesso capeamento caulínico (“Argila de Belterra”) considerado alóctone e depositado num ambiente lacustre (Grubb, 1979; Truckenbrodt e Kotschoubey, 1981; Kotschoubey *et al.* 1997; Kotschoubey e Truckenbrodt, 1981, Kotschoubey, 1988) ou autóctone, proveniente de uma evolução *in situ* do perfil de alteração (Lucas, 1997; Boulangé e Carvalho, 1997); e

- ii) A presença de um horizonte nodular ferruginoso, intercalado entre dois níveis bauxíticos, evidenciando uma evolução polifásica que implica a diversidade climática com alternância de períodos áridos e úmidos ou a migração do ferro por meio do perfil de alteração para formar uma crosta ferruginosa intermediária.

Essas observações levam os diferentes autores à elaboração de dois modelos distintos para a formação das bauxitas na Amazônia:

- a) O modelo alóctone de alteração polifásica

Esse modelo, apresentado por Kotschoubey *et al.* (1997), Kotschoubey e Truckenbrodt (1981), Kotschoubey (1988), considera as argilas caulínicas de Belterra como um sedimento depositado em ambiente lacustre após a formação das bauxitas, selando, assim, a evolução do perfil de alteração. Nesse sentido, as bauxitas da Amazônia são depósitos fósseis.

A evolução do perfil de alteração é interpretada como relacionada a duas fases principais de bauxitização, em clima úmido, sob cobertura florestal, e alternadas com períodos de clima árido, sem cobertura florestal, durante os quais ocorre o desmantelamento dos horizontes ferruginosos superficiais.

- b) O modelo autóctone de alteração polifásica *in situ*

Este modelo, apresentado por Lucas (1997), Boulangé e Carvalho (1997), advoga em favor de uma evolução contínua *in situ* a partir da alteração dos sedimentos argilo-arenosos, por um longo período em condições climáticas de equatoriais a tropicais, estendendo-se desde o início do Terciário até os tempos atuais. A formação original do horizonte ferruginoso deve-se à migração do ferro que precipitou junto a um nível arenoso e ao nível freático. Fenômenos de ressilicificação e dessilicificação são responsáveis pela formação dos horizontes caulínicos e bauxíticos, respectivamente. O horizonte caulínico encontra-se microagregado e regenerado por intervenção biológica sob a forma de fitólitos ou por transporte do quartzo e da caulinita pelos termitos (Tardy, 1993).

Em conclusão, segundo esses autores, o perfil completo das formações bauxíticas da Amazônia resulta da evolução *in situ* por diferenciação geoquímica a partir da atuação de frentes de alteração sucessivas no tempo e no espaço, sendo classificadas como criptobauxitas (Tardy, 1993).

Depósitos de Bauxita de Cataguazes

Esses depósitos constituem uma extensa faixa aluminosa, orientada NE–SW, que se estende de São João do Nepomuceno até Cataguazes, e representam uma reserva total superior a 100 Mt. São de grande importância econômica em virtude da proximidade com os grandes centros consumidores: São Paulo, Rio de Janeiro e Belo Horizonte. Os depósitos de bauxita (Beissner *et al.* 1997) localizam-se nas cristas mais elevadas

da região, entre 700 e 900 m; enquanto as depressões são ocupadas por um material saprolítico argiloso. O perfil de alteração é praticamente constante na região, tendo-se desenvolvido a partir de rochas metamórficas de alto grau (gnaisses e granulitos) pertencentes ao Complexo Juiz de Fora: anfibolitos e gnaisses derivados de rochas básicas, intermediárias e ácidas.

Depósitos de Bauxita da Província Alcalina

Os depósitos de bauxita associados a rochas alcalinas na região Sudeste do Brasil distribuem-se em três grandes áreas: Subprovíncia de Poços de Caldas, em Minas Gerais; Subprovíncia Costeira que recobre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro; e Subprovíncia de Lages/Anitápolis, no Estado de Santa Catarina. Apesar de suas reservas moderadas, inferiores a 100 Mt, esses depósitos apresentam grande importância econômica em razão de sua proximidade com os grandes centros consumidores do país.

Depósitos de Caulim da Região Amazônica

Na região Amazônica, três distritos principais são conhecidos pelos seus depósitos de caulim: Rio Capim, Morro do Felipe e Manaus/Itacoatiara. Depósitos menores são também registrados na região de São Gabriel da Cachoeira (Costa e Morães, 1998).

Na região de Rio Capim e de Ipixuna, os mais importantes depósitos de caulim foram desenvolvidos a partir da alteração dos sedimentos cretáceos intemperizados das formações Ipixuna/Itapecuru e Alter do Chão, compostas de arenitos ricos em quartzo e feldspatos caulinizados e de argilitos caulínicos intercalados, muito pobres em quartzo. Essas duas litologias mostram intensa desferrificação. A espessura do horizonte caulínico varia de 10 a 20 m de espessura. As estruturas sedimentares, como estratificação planoparalela e estratificação cruzada, encontram-se preservadas no caulim rico em grãos de quartzo, os quais se mostram frequentemente fraturados e corroídos. No caulim desprovido de grãos de quartzo, apenas uma laminação incipiente é observável. Este caulim caracteriza-se pela sua alvura devido ao seu baixo conteúdo em óxi-hidróxidos de ferro. A caulinita apresenta-se em agregados vermiculares bem desenvolvidos, e mais raramente, em pequenos leques. Os cristais pseudo-hexagonais são bem formados, com um diâmetro de 200 nm até 30 µm. Frequentemente, observa-se a presença de cristais maiores envolvidos por uma matriz microcristalina.

Na região do Morro do Felipe, Kotschoubey *et al.* (1999) distinguem seis horizontes bem diferenciados: rocha siliciclástica alterada da Formação Alter do Chão; espesso pacote caulínico; crosta ferruginosa; bauxita nodular 1; bauxita nodular 2; e cobertura de Argila de Belterra.

O horizonte caulínico, com espessura média da ordem de 30 m e contato gradativo para os sedimentos da Formação

Alter do Chão, é dividido em: caulim inferior; nível arenoso; e caulim superior.

O caulim mostra textura criptocristalina com tendência a formar microagregados de caulinita.

Segundo Kotschoubey *et al.* (1996, 1999) e Costa e Moraes (1998), os depósitos de caulim são relacionados aos horizontes inferiores do perfil laterítico desenvolvido inicialmente no Terciário Inferior e evoluem progressivamente por processos de desferrificação e ressilificação dos sedimentos residuais pretéritos em ambientes redutores, do Mioceno até o Holoceno.

A produção de caulim da região destina-se essencialmente à indústria de papel. Diversas minas encontram-se atualmente em produção:

- Morro do Felipe (CADAM – Caulim da Amazônia S.A.): 600.000 t em 1995, com ampliação prevista para 1 Mt no ano 2000;
- Distrito Rio Capim (Pará Pigmentos S.A., em associação com a CVRD, CADAM – Caulim da Amazônia S.A. e Mitsubishi Corporation of Japan): 600.000t em 1996, e Rio Capim Caolim (RCC) produzindo 500.000 t em 1996.

Depósitos de Níquel Laterítico

Os principais depósitos de níquel laterítico do Brasil são associados ao desenvolvimento do perfil de alteração sobre rochas ultramáficas de natureza, origem e idade variadas.

Depósitos Ni Laterítico Tipo Morro do Níquel

No sudoeste de Minas Gerais, a jazida do Morro do Níquel representa o produto da alteração laterítica atuando sobre um pequeno corpo de serpentinito, capeado por uma zona silicificada (15 a 20 m de espessura), culminando a 900 m de altitude e pertencente ao *Greenstone Belt* do Morro do Ferro. Nos perfis de alteração, descritos por Trescases e Oliveira (1978), o níquel contido na serpentina original (0,4% de Ni) é liberado pela alteração e concentra-se na forma de clorita, de garnierita e de uma nova serpentina niquelífera. Esses silicatos alteram-se progressivamente para produtos amorfos de Si-Fe ricos em níquel. No saprólito, a serpentina desaparece totalmente, e o teor de NiO atinge 1,8%.

A evolução geoquímica mostra uma total independência entre o perfil clássico de alteração desenvolvido e a capa silicosa, que deve representar uma antiga base de perfil de alteração originado em condições de clima árido, isto é, anterior à instalação da alteração laterítica que conduziu à formação do depósito de níquel.

Depósito Ni Laterítico tipo Vermelho na Província Mineral de Carajás

Essas jazidas, situadas no contexto da Província Mineral de Carajás, são associadas a uma série de corpos máfico-ultramáficos diferenciados: Vermelho, Puma-Onça, Jacaré-

Jacarezinho, etc. Esses corpos são compostos por gabros, noritos, anortositos, piroxenitos, peridotitos e dunitos serpentinizados. Os perfis de alteração laterítica, descritos por Cordeiro e McCandless (1976), Correa *et al.* (1984), Alves *et al.* (1986), Heim e Castro Filho (1986), Castro Filho e Mattos (1986), Bernadelli *et al.* (1983), Costa (1997), desenvolveram-se sobre peridotitos e dunitos serpentinizados com piroxenitos intercalados, formando um platô característico a uma altitude de 450 a 500 m, sustentado por um horizonte silicoso (até 60 m) contrastando com as superfícies menos elevadas (300 a 350 m) registradas sobre as rochas máficas. Abaixo do nível de silcrete, observa-se um horizonte ferruginoso e um saprólito grosso. No saprólito ferruginoso, que pode atingir até 30 m de espessura, o níquel é associado à goethita e mostra um enriquecimento pronunciado em níquel, com teores da ordem de 1,2% Ni, constituindo o minério oxidado. No saprólito grosso, o níquel ocorre vinculado aos silicatos, tais como a garnierita e a esmectita, formando o minério silicatado com teores variáveis de 1,5 a 2,0% Ni. As proporções entre os minérios limonítico e silicatado são mais ou menos equivalentes nos diferentes depósitos estudados. As reservas totais calculadas foram da ordem de 44 Mt com 1,5% Ni para a jazida do Vermelho; 43,5 Mt com 2,0% Ni nas jazidas de Puma-Onça; e 53,5 Mt, com 1,41% Ni, nas jazidas de Jacaré-Jacarezinho.

Depósitos Ni Laterítico de Niquelândia e Barro Alto

Na região central do estado de Goiás, os complexos máfico-ultramáficos de Niquelândia e Barro Alto apresentam importantes depósitos de níquel laterítico, desenvolvidos a partir da alteração que atua sobre a zona ultramáfica, a qual é composta de piroxenitos e de peridotitos/dunitos parcialmente serpentinizados. As jazidas encontram-se nas cotas variáveis de 900 a 1.050 m, nas baixadas, nas encostas e nos “vales suspensos” individualizados entre as principais elevações sustentadas a uma altitude de 1.100 a 1.150 m por rochas ultramáficas que, freqüentemente, apresentam um capeamento silicoso. Os trabalhos, que centram seu interesse no estudo dos depósitos niquelíferos, de Melfi *et al.* (1979, 1988), Pedroso e Schmaltz (1986), Baeta Jr. (1986), e Oliveira e Trescases (1982) destacaram os perfis de alteração desenvolvidos sobre piroxenitos e sobre peridotitos/dunitos.

As jazidas do Complexo de Niquelândia, atualmente exploradas pela Cia. Níquel Tocantins e pela CODEMIN, possuem reservas totais correspondentes a cerca de 60 Mt de minério, com 1,45% Ni. As jazidas do Complexo de Barro Alto não são ainda exploradas, e suas reservas totais foram avaliadas em torno de 72,39 Mt de minério com 1,67% Ni.

Depósitos Ni Laterítico Tipo Santa Fé da Província Alcalina de Goiás

Na região Centro-Oeste do Brasil, e mais especificamente no sudeste do Estado de Goiás (Gaspar e Danni, 1981), as intrusões

zonadas pertencentes ao Grupo Iporá, cuja idade gira em torno de 70 Ma (Cretáceo Superior), apresentam um caráter ultramáfico-alcálico, sendo compostas por dunitos e peridotitos parcialmente serpentinizados, piroxenitos, sienitos e sienitos nefelínicos (Danni, 1985). A alteração laterítica atuante sobre os núcleos ultramáficos provocou um enriquecimento pronunciado em níquel. Suas reservas foram estimadas em 18,27 Mt, com 1,36% Ni, no Morro do Engenho; em 13,6 Mt com 1,5% Ni, no Morro dos Macacos; e em 21,2 Mt, com 1,5% Ni, na intrusão de Santa Fé.

Um estudo detalhado da evolução do perfil de alteração laterítica foi realizado por Oliveira e Trescases (1980) na área de Santa Fé, o que tornou possível estender as principais conclusões ao conjunto das intrusões de caráter ultramáfico-alcálico, na porção sudoeste do estado de Goiás.

Depósitos de Ouro Laterítico

Bons exemplos de acumulação de ouro em perfis lateríticos são encontrados na região amazônica, nas áreas de Igarapé Bahia, Águas Claras, Salobo, Serra Verde, Serra Pelada, Cassiporé, Ipitanga, Amapari e Gurupi.

A distribuição do ouro nos perfis completos de alteração laterítica mostra um padrão sigmoidal com dois picos de concentração nas convexidades da curva, os quais correspondem ao horizonte perto da base do saprólito e à zona de transição das argilas para a crosta bauxítica e/ou ferruginosa (Costa, 1997), realçando, assim, a importância da identificação do tipo de perfil: completo ou truncado.

Um dos exemplos mais espetaculares consiste no caso do depósito Igarapé Bahia, onde a alteração laterítica permitiu o desenvolvimento de um horizonte superior enriquecido em Fe e Au a partir de uma mineralização sulfetada contendo em torno de 0,1 g/t Au. Nesse horizonte laterítico o ouro é muito fino, invisível, e é associado à hematita, maghemita e goethita, com gibsita e caulinita subordinadas (Costa *et al.* 1996). As reservas desse minério laterítico foram calculadas em 12 Mt com 5 g/t Au, com a produção anual atingindo 10 t Au. Esse horizonte ferruginoso é em grande parte coberto por um latossolo avermelhado argiloso, relativamente pobre em ouro, com teores inferiores a 0,1 g/t.

Na área de Cassiporé (Morro da Mina), Estado do Amapá, o depósito tem sido explorado por garimpeiros desde os anos 1980 e se concentra no perfil laterítico na base do saprólito, com os teores diminuindo progressivamente até atingir um novo máximo na crosta ferruginosa/bauxítica (Costa *et al.* 1993). Nos depósitos de Salamangone e Mutum (Distrito Au de Lourenço), a concentração supergênica do ouro ocorreu a partir de veios de quartzo auríferos ricos em As, além de Ag, Pb, Cu e Bi, os quais são associados a uma zona de cisalhamento encaixada em plutão tonalítico e granodiorítico (Ferran, 1988), datado em 2155 ± 13 Ma e relacionado ao

desenvolvimento de um arco magmático. O ouro se encontra preferencialmente na arsenopirita, junto com pirrotita, loellingita e calcopirita. Aqui também o ouro aparece na forma de partículas muito finas (de 67 a 75 μm) com teores variáveis de 0,05 a 3,49 g/t.

Na região de Gurupi, Serra do Pirocaua (Maranhão), o ouro encontra-se associado ao horizonte ferruginoso enriquecido em fosfato de alumínio desenvolvido sobre uma seqüência vulcanossedimentar, cortada por veios de quartzo auríferos ricos em turmalina e apresentando teores que vão de 0,2 a 1,0 g/t Au.

Depósitos Minerais do Tipo Placer

Os depósitos de tipo Placer, desenvolvidos por concentração mecânica durante o Cenozóico, em drenagens no interior e ao longo do litoral do Brasil, são encontrados em aluviões recentes, paleo-aluviões e praias.

Depósitos Aluvionares

Os principais minerais explorados em placeres aluvionares são: diamante, ouro e cassiterita, além de algumas pedras preciosas, tais como topázio, turmalina, água-marinha, alexandrita e esmeralda. Todos esses minerais são objeto da tradicional e secular atividade garimpeira no território brasileiro.

Depósitos de Ouro e de Cassiterita

A importância econômica dos placeres de ouro e de cassiterita é muito grande, sobretudo na região amazônica, onde aluviões e paleo-aluviões são encontrados, paradoxalmente, nas proximidades dos depósitos primários, fato que sugere a existência de variações climáticas importantes durante o Quaternário (Veiga, 1988; Veiga *et al.* 1988).

As principais concentrações de ouro situam-se nas províncias minerais de Amapá, Tapajós, Rio Madeira e Alta Floresta, enquanto as de cassiterita se localizam no Distrito de Pitinga e na Província de Rondônia. Na região amazônica, ainda existe um grande potencial para esse tipo de depósito, principalmente em relação a terraços aluvionares e a paleovales soterrados, como os assinalados por Bastos (1988), no garimpo de ouro do Periquito, e por Bettencourt *et al.* (1988), Veiga, (1988), Veiga *et al.* (1988) no Distrito de Pitinga e na Província de Rondônia.

Depósitos de Diamante

Como salientado nas páginas anteriores, a exploração de placeres de diamante, por garimpeiros, é tradicional e secular nas províncias de Diamantina, Chapada Diamantina, Alto Paranaíba, Mato Grosso e Rondônia. À exceção dos depósitos aluvionares da região de Juína, que são diretamente associados à presença de kimberlitos diamantíferos, todos os outros

depósitos de diamante do tipo Placer apresentam baixos teores, da ordem de alguns pontos por m³, e são desprovidos de minerais satélites do diamante, o que sugere uma história geológica complexa e a incorporação do diamante a ciclos sedimentares sucessivos, conforme demonstrado nos depósitos de Arenópolis/Nortelândia, na Chapada dos Parecis (Souza, 1991; Fleischer, 1998), de Poxoréu, na Chapada dos Guimarães (Weska, 1996; Weska *et al.* 1997; Fleischer, 1998), no Rio Andaraí, na Chapada Diamantina (Montes, 1977), no Rio Jequitinhonha, na região de Diamantina (Fleischer, 1998) e na Bacia Sanfranciscana (Gonzaga e Tompkins, 1991; Campos, 1996).

Na região de Coromandel (Triângulo Mineiro), os depósitos aluvionares forneceram os maiores diamantes descobertos no Brasil: Getúlio Vargas (726,6 quilates) no Rio Santo Antônio; Sebastião (735 quilates), André Baiano (346 quilates), Janeiro (221 quilates) e Matias (131 quilates) no Rio Santo Inácio, todos eles correspondendo a fragmentos de diamantes maiores. A origem desses diamantes é controversa, sendo relacionada segundo os autores a fontes kimberlíticas (Leonardos e Meyer, 1991; Svisero *et al.* 1984) ou a fontes sedimentares (Tompkins e Gonzaga, 1989; Gonzaga e Tompkins, 1991), como os diamictitos neoproterozóicos Ibiá e os conglomerados cretáceos. Tais divergências parecem indicar uma origem múltipla com fontes locais diferenciadas para os diamantes da região.

Depósitos de Placeres de Praia na Margem Costeira do Brasil

Ao longo da costa brasileira, depósitos de placeres de praia são conhecidos desde o litoral do NE até o Rio Grande do Sul, cujas areias são exploradas para monazita (ETR), ilmenita/rutilo (Ti) e zirconita (Zr).

Depósitos de ETR-Ti nos Estados da Bahia, do Espírito Santo e do Rio de Janeiro

Nesses estados, as areias pretas litorâneas são exploradas há décadas para extração de monazita, ilmenita/rutilo e zirconita. A partir desses minerais são extraídos óxidos de terras raras, óxidos de tório e dióxido de titânio (Torezan e Vanuzzi, 1997). As jazidas de Cumuruxatiba, Guaratibas, Prado, Guarapari, Buena e São João da Barra situam-se na zona de espriamento (teores > 30%), ao longo de cordões litorâneos regressivos (teores \approx 10%) e de dunas eólicas (teores < 10%). As reservas de minerais pesados alcançam cerca de 2,9 Mt. A jazida de São João da Barra contém uma reserva de 40.000 t de monazita.

Depósitos Ti-Zr de Mataraca

O depósito de titânio-zircônio de Mataraca, no litoral da Paraíba, limite com Rio Grande do Norte, é o maior em fase de exploração no Brasil, com reservas da ordem de 2,7 Mt de minerais pesados, com 81,54% ilmenita, 2,4% rutilo e 16,06% zirconita.

As maiores concentrações são encontradas junto aos campos de dunas, onde os teores médios dos minerais pesados nas areias variam de 3,3 a 5% (Caúla e Dantas, 1997).

Depósitos Ti do Distrito de Bujuru

No domínio da planície costeira do Rio Grande do Sul, os sedimentos inconsolidados holocênicos mineralizados correspondem aos campos de dunas litorâneas, que se sobrepõem aos sedimentos lagunares e acompanham grosseiramente a atual linha de praia. Com largura de 1 a 4 km e espessura de 1 a 5 m, os campos de dunas são mineralizados em estauroлита, magnetita, leucóxênio, cianita, granada e em epidoto. O mineral mais abundante é a ilmenita, que constitui, em média, 55% do concentrado de minerais pesados. Atualmente, a reserva foi estimada em 10,8 Mt de titânio (Santos *et al.* 1998). Uma produção anual de 90.000 t de dióxido de titânio é prevista pela Paranapanema.

Agradecimentos

Por sua dedicação, eficiência e esmero, os autores desejam expressar um especial agradecimento aos formandos de geologia Christian Neves Schobbenhaus e Fabiano R. L. Faulstich pela preparação em meio digital das diversas ilustrações do presente capítulo.

Referências Bibliográficas

- Abreu, A.S., Diniz, H.B., Prado, M.G.B., Santos, S.P. 1988. A mina de ouro de São Bento, Santa Bárbara, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v.III, p.393-441.
- Abreu, P.A.A., Knauer, L.G., Renger F.E. 1997. A rocha-matriz dos diamantes da Formação Sopa-Brumadinho da Província de Sopa-Guinda, Serra do Espinhaço Meridional. In: UFMT, Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, 2, Cuiabá, *Publicação Especial 03/97*, 13-14.
- Albuquerque, M.A.C., Andrade, P.J.M.B., Maurity, C.W., Kwitko, R.R. 2001. Geologia e características das mineralizações cupríferas do depósito Alvo 118, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: SBG, 7, Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*, CD-ROM.
- Alkmin, F., Brito Neves, B.B., Alves, J.A.C. 1993. Arcabouço Tetônio do Cráton do São Francisco, uma revisã. In: Dominguez, J.M.L., Misi, A. (eds). O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.45-62.
- Almada, M.C.O., Villas, R.N. 1999. O depósito Bahia: Exemplo de depósito arqueano vulcanogênico de sulfetos de Cu/Au tipo Beshi em Carajás, Pará. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Bol. Res. Expandidos*, 98-101.
- Alvarenga, C.J.S., Gaspar, J.C. 1992. Veios albiticos e potássicos no Grupo Cuiabá, MT: petrologia e possível relacionamento com as mineralizações auríferas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Bol. Res. Expandidos*, 2:52.
- Alves, C.A., Bernadelli, A.L., Beisiegel, V.R. 1986. A jazida de níquel laterítico do Vermelho, Serra dos Carajás, Pará. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.): *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, v. II, p.325-334.

- Alves da Silva, F.C., Chauvet, A., Faure, M. 1998. General features of the gold deposits in the Rio Itapicuru greenstone belt (RIGB, Brazil): discussion of the origin, timing and tectonic model. *Rev. Bras. Geociências*, **28**(3): 377-390.
- Amaral, A.J.R., Melo, P.R.C. 1997. O depósito de sal-gema de Bebedouro, Maceió, Alagoas. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.): *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(C), p.505-518.
- Anderson, G.M., Macqueen, R.W. 1990. Mississippi Valley type lead-zinc deposits. In: Roberts, R.G., Sheahan, P.A. (eds.), *Ore Deposit Models*, Geoscience Canada, Reprint Series 3, 79-90.
- Anderson, W.L., Dyer, R.C., Torres, D.D. 1974. Ocorrências de manganês na bacia do rio Itacaiúnas, Centro-Leste do estado do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais*, 149-164.
- Andrade, M.S., Nakashima, J., Podestá, P.R. 1986. Depósito de manganês da Serra de Buritirama, Pará. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, v. II, p. 153-166.
- Angélica, R.S., Costa, M.L., Lenharo, S.L.R., Pöllmann, H. 1996. Ocorrência de uraninita associada com o ouro de Igarapé Bahia, Carajás, Pará. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, *Bol. Res. Expandidos*, 152-155.
- Araneda, R., Liz, J.C., Madalosso, A., Andrade, P.J., Oliveira, G. 1998. *Características geológicas e natureza das mineralizações auríferas de alguns prospectos da Província Tapajós*. Relatório Interno Barrick Co. Rio de Janeiro, 1-21.
- Arantes, D., Buck, P.S., Osborne, G.A., Porto, C.G. 1981. A sequência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações associadas. *Boletim Centro-Oeste*, SBG, 14:27-40.
- Arantes, D., Osborne, G.A., Buck, P.S., Porto, C.G. 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: Ladeira E.A. (ed), *Brazil Gold'91*, Balkema, 221-229.
- Araújo, D.P. 1996. *Metassomatismo no complexo carbonatítico Catalão I, Goiás: implicações para a composição do magma carbonatítico e para o metassomatismo no manto superior*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 415p.
- Araújo, S.M. 1986. *Petrologia e mineralizações sulfetadas da sequência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis, Goiás*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 196p.
- Araújo, S.M. 1999. The Palmeirópolis volcanogenic massive sulfide deposit, Tocantins State. In: Silva, M.G. e Misi, A. (coords.), *Base Metal Deposits of Brazil*, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, 64-68.
- Araújo S.M., Nilson, A.A. 1988. Depósito de zinco, cobre e chumbo de Palmeirópolis, Goiás. In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, MME-DNPM-CVRD, v. III, p. 171-180.
- Araújo, S.M., Fawcett, J.J., Scott, S.D. 1995. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil example. *Rev. Bras. Geociências*, **25**:173-184.
- Araújo, A.L.N. 2000. *Petrologia dos pipes kimberlíticos e kamafugíticos da província alcalina do Alto Paranaíba, Minas Gerais e Goiás*. UnB, Brasília, Tese de Doutorado, 245p.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R. 1992. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Anais*, 2:628-631.
- Babinski, M., Chemale, Jr. F., Van Schmus, W.R. 1995. Pb/Pb age of the carbonate rocks of the Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**:235-245.
- Badi, W.S.R., Gonzalez, A.P. 1988. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RS. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Brasília, DNPM, v. II, p. 157-170.
- Baeta Jr., J.D.A. 1986. As jazidas de níquel laterítico de Barro Alto, Goiás. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, v. II, p.315-323.
- Baldini, V.D., Takai, V. 1978. Prospecção do ouro em Jacobina, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Bol. n°02, Roteiro das Excursões*, 110-119.
- Bandeira, S.A.B., Morelli, S., Mello, C.S.B., Moraes, R.A.V. 1986. Depósito Stratabound de barita da Fazenda Barra, bacia sedimentar de Recôncavo/Tucano (BA). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 5:2229-2240.
- Barbosa de Deus, P., Viana, J.S. 1982. Distrito cromitífero do Vale do Rio Jacurici. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Roteiro das Excursões*, 3:44-52.
- Barbosa de Deus, P., Viana, J.S., Duarte, P.M., Queiroz, J.A. 1982. Distrito cromitífero de Campo Formoso. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Roteiro das Excursões*, 3:52-59.
- Barbosa, O. 1991. *O diamante no Brasil: histórico, ocorrência, prospecção e lavra*. Brasília: CPRM, 136p.
- Barbosa, O., Braun, O.P.G., Dyer, R.C., Cunha, C.A.B.R. 1970. *Geologia da região do Triângulo Mineiro. (Projeto Chaminés)*. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, Bol. 136, 140p.
- Barbour, A.P., Oliveira, F.M.A. 1979. Pb, Zn, Cu e Ba do Distrito de Perau – modelo sedimentar para os sulfetos no Vale do Ribeira. *Boletim IG-USP*, **10**:97-120.
- Barcelos, J.P., Büchi, J. 1986. Mina de minério de ferro de Alegria, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. II, p.77-85.
- Barreira, C.F., Soares, A.D.V., Ronzê, P.C. 1999. Descoberta do depósito Cu-Au Alemão, Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus, *Anais*, 136-140.
- Barros Neto, L.S. 2000. *Evolução Estrutural do Distrito Esmeraldífero de Campos Verdes*, GO. UnB, Brasília. Dissertação de Mestrado 111p.
- Bastos Neto, A.C., Huber, G.H., Savi, C.N. 1997. Depósitos de fluorita da Segunda Linha Torrens (Mina 2) e Cocal, sudeste de Santa Catarina. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (Coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(B), p. 537-553.
- Bastos Neto, A.C., Touray, J.C., Dardenne, M.A., Charvet, J. 1991. Contrôle tectonique des minéralisations à fluorine de Santa Catarina, Brésil: filons en décrochement et en extension. *Chronique de la Recherche Minière*, **507**: 43-52.
- Bastos, J.B.S. 1988. Depósitos de ouro do Rio Madeira, Rondônia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. III, p. 575-580.
- Bastos Neto, A.C. 1990. *Le district à fluorine de Santa Catarina: minéralisations et altérations hydrothermales dans leur cadre géodynamique*. Univ. Orléans, França, Tese de Doutorado, 420p.
- Beisiegel, V.R., Bernadelli, A.L., Drumond, M., Kuf, A.W., Tremaine, J.W. 1973. Geomorfologia/Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **3**:215-242.
- Beissner, H., Carvalho A., Lopes, M., Valeton, I. 1997. The Cataguazes bauxite deposit. In: Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J., Lucas, Y. (Eds.), *Brazilian Bauxites*, USP/FAESP/ORSTOM, São Paulo, 195-208.
- Beljavski, P., Juliani, C., Garda, G.M., Bettencourt, J.S. 1999. Overview of the gold mineralization in the metavolcanic-sedimentary sequence of the Serra do Itaberaba Group, São Paulo, Brazil. In: Stanley, et al. (eds), *Mineral Deposits: Process to Processing*, Balkema, 151-153.
- Bernadelli, A.L. 1982. Jazida de manganês do Azul. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, *Anexo Anais*, 47-60.
- Bernadelli, A.L., Beisiegel, V.R. 1978. Geologia econômica da jazida de manganês do Azul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 4:1431-1444.

- Bernadelli, A.L., Melfi, A.J., Oliveira, S.M.B., Trescases, J.J. 1983. The Carajás nickel deposits. In: Melfi, A.J., Carvalho, A. (eds.), *Lateritisation Processes*, IGCP-IUGS-UNESCO. Proj. 129, IAGCII, Intern. Sem. on Lateritisation Processes, São Paulo, 108-118.
- Bettencourt, J.S. 1976. Minéralogie, inclusions fluides et isotopes stables d'oxygène et de soufre de la mine de cuivre de Camaquã, RS (une étude préliminaire). In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, 2:409-423.
- Bettencourt, J.S., Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., Scandola, J.E., Muzzolon, R., Viana, J.A.I. 1997. The Rapackivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. In: *ISGAM II*, Salvador, SBG, *Excursion Guide*, 3-31.
- Bettencourt, J.S., Monteiro, L.V.S., Bello, R.M.S., Oliveira, T.F., Juliani, C. 2001. Metalogênese do zinco e chumbo na região de Vazante-Paracatu, Minas Gerais. In: Pinto, C.P., Martins Neto, M.A. Bacia do São Francisco – *Geologia e recursos minerais*, SBG, Belo Horizonte, 161-198.
- Bettencourt, J.S., Muzzolon, R., Payolla, B.L., Dall'Agnoll, L.G., Pinho, O.G. 1988. Depósitos estaníferos secundários da região central de Rondônia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. III, p. 213-241.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite, Jr., W.B., Payolla, B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95:41-67.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite, W.B. Jr., Payolla, B.L. 1995. Overview of the rapakivi granites of the Rondonian Tin Province. In: Bettencourt, J.S. e Dall'Agnol, R. (eds), *The Rapakivi Granites of Rondônia Tin Province and Associated Mineralisations, Symposium Rapakivi Granites and Related Rocks*, 6, Belém, Brazil, *Excursion Guide*, 5-16.
- Biondi, J.C. 1990. Depósitos de esmeralda de Santa Terezinha (GO). *Rev. Bras. Geociências*, 20:7-24.
- Biondi, J.C., Felipe, R.S. 1984. Jazida de fluorita da Volta Grande, Cerro Azul, Paraná. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 8:3784-3798.
- Bizzi, L.A. 1993. Mesozoic alkaline volcanism and mantle evolution of the southwestern São Francisco Craton, Brazil. University of Cape Town, PhD Thesis, 240p.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Gerson M.M.M., Santos, J.O.S. 2001. Geologia, Tectônica e Recursos Mineraiis do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2 500 000 = Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: Geographic Information System – GYS and Maps at the 1: 2 500 000 scale, Brasília, CPRM, 4 CD-ROM.
- Bodenlos, A.J. 1948. Barite deposits of Camamu Bay, state of Bahia, Brazil. *USGS Bull.* 960A, 33p.
- Bodenlos, A.J. 1950. Magnesite deposits of Ceará, Brazil. *USGS Bull.* 962C, 121-151.
- Bodenlos, A.J. 1950/1952. Magnesite deposits in the Serra das Águas, Brumado, Bahia, Brazil. *USGS Bull.* 975L, 87-170.
- Bonfim, L.F.C. 1986. Fosfato de Irecê (BA): um exemplo de mineralização associada a estromatólitos do Precambriano Superior. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia, *Anais*, 5:2154-2167.
- Borges, O. C. 1999. Processo MME/DNPM 851.676/92. *Relatório Final de Pesquisa*, Mineração Itajobi Ltda. (inédito).
- Borges, R.M.K., Dall'Agnol, R., Costi, H.T. 1996. Petrografia dos greisens associados ao granito Água Boa, mina de Pitinga (AM). In: SBG *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, *Anais*, 436-438.
- Botelho, N.F., Alvarenga, C.J.S., Menezes, P.R., D'El Rey Silva, L.J.H. 1999. Suite Aurumina: uma suite de granitos paleoproterozóicos peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. In: SBG, Simpósio de Geologia Centro-Oeste, 7, Brasília, *Bol. Resumos*, p.17.
- Botelho, N.F., Moura, M.A. 1998. Granite-ore deposit relationships in Central Brazil. *Journ. of South Am. Earth Sciences*, 11(5):427-438.
- Boulangé, B., Carvalho, A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J., Lucas, Y. (eds.), *Brazilian Bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, São Paulo, 55-73.
- Brenner, T.L., Teixeira, N.A., Oliveira, J.A.L., Frank, N.D., Thompson, J.F.H. 1990. The O Toole nickel deposit, Morro do Ferro greenstone belt, Brazil. *Economic Geology*, 85:904-920.
- Brito, R.S.C. 1984. Geologia do sill estratificado do Rio Jacaré, Maracás, Bahia. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 9:316-331.
- Brito, R.S.C. 2000. *Geologia e petrologia do sill máfico-ultramáfico do Rio Jacaré – Bahia – e estudo das mineralizações de Fe-Ti-V e platinídeos associados*. Brasília, UnB, Tese de Doutorado, 325p.
- Brito, W., Raposo, C., Matos, E.C. 1984. Os albititos uraníferos de Lagoa Real. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 1475-1488.
- Cabral, A.R. 1996. *Mineralização de ouro paladiado em itabiritos: a jacutinga de Gongo Soco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. UNICAMP, Campinas, Dissertação de Mestrado, 166p.
- Cabral, A.R., Pires, F.R.M. 1995. Sobre a definição do termo jacutinga: sítio de mineralização aurífera. In: SBG, Simpósio de Geologia Minas Gerais, 8, Belo Horizonte, *Bol.* 13, 121-122.
- Cainelli, C., Mohriak, W. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, 22(3):206-216.
- Campos, E.G. 1983. *Gênese e controle do depósito de barita de Camamu, Bahia*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 131 p.
- Campos, J.E.G. 1996. *Estratigrafia, sedimentação, evolução tectônica e geologia do diamante da porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana*. UnB, Brasília, Tese de Doutorado, 204p.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1997. Origem e evolução da Bacia Sanfranciscana. *Rev. Bras. Geociências*, 27(3):283-294.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Rev. Bras. Geociências*, 27(3):269-281.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Gonzaga, G.M. 1993. O potencial diamantífero do conglomerado Abaeté no NW de Minas Gerais. In: SBG, Simpósio de Geologia do Diamante, 1, Cuiabá, *Anais*, 101-113.
- Carneiro, M.A. 1992. *O complexo metamórfico Bonfim setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais). Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 233p.
- Carvalho, I.G., Iyer, S., Tassinari, C.C.G., Misi, A. 1997. Lead-and-sulfur-isotope investigations of the Boquira sediment-hosted sulfide deposit, Brazil. *Intern. Geology Review*, 39:97-106.
- Carvalho, I.G., Zantop, H., Torquato, J.R.F. 1982. Geologic setting and genetic interpretation of the Boquira Pb-Zn deposits, Bahia state, Brazil. *Geociências*, 12(1/3):414-425.
- Carvalho M.S., Akabana, T., Izumi, H.K., Goto, M.M. 1997. Depósito de fluorita de Mato Dentro, Apiaí, São Paulo. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(B), p. 575-589.
- Carvalho, M.S., Figueiredo, A.J.A. 1982. Caracterização litoestratigráfica da bacia de sedimentação do Grupo Beneficente no Alto Rio Sucunduri, AM. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, *Anais*, 26-44.
- Carvalho, W.T., Bressan, S.R. 1997. Depósitos de fosfato, nióbio, titânio, terras raras e vermiculita de Catalão I – Goiás. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, Brasília, DNPM/CPRM, v. IV(C), p. 69-93.

- Castro Filho, L.W., Mattos, S.C. 1986. Depósitos de níquel laterítico de Jacaré e Jacarezinho, município de São Félix do Xingu, Pará. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.): *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, v. II, p.369-384.
- Caúla, J.A.L., Dantas, J.R.A. 1997. Depósito de titânio/zircônio de Mataraca, Paraíba. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T. e Coelho, C.E.S. (Coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(C), p. 593-598.
- CBMM - Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração. 1984. *Complexos carbonatíticos do Brasil: geologia*. São Paulo, CBMM, 44p.
- Cerqueira, R.M., Chaves, A.P.V., Pessoa, A.F.C., Monteiro, J.L.A., Pereira, J.C., Wanderley, M.L. 1997. Jazidas de potássio de Taquari/Vassouras, Sergipe. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T. e Coelho, C.E.S. (Coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM/CPRM, v. IV(C), p.277-312.
- Cerqueira, R.M., Pereira, J.C., Pessoa, A.F.C. 1986. Jazida de potássio de Santa Rosa de Lima, SE. Geologia e Avaliação de Reservas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 5:2168-2181.
- Chauvet, A., Dussin, I.A., Faure, M., Charvet, J. 1994. Mineralização aurífera de idade proterozóica superior e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, 24(3):150-159.
- Chauvet, A., Menezes, M.G. 1992. Evolution structurale du sud du Craton de São Francisco: Implications sur les minéralisations aurifères de la région d'Ouro Preto, Brésil. *C.R. Acad. Sciences Paris*, 315:495-501.
- Chaves, A.G., Heineck, C.A., Tavares, W.P. 1976. *Projeto Patos de Minas*. Belo Horizonte. CPRM. Relatório Final de Pesquisa, v.2, 78p.
- Chaves, M.L.S.C., Uhlein, A. 1991. Depósitos diamantíferos da região do alto/médio Rio Jequitinhonha, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T., Coelho C.E.S. (coord.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(A), p. 117-138.
- Chaves, M.L.S.C., Dupont, H., Karfunkel, J., Svisero, D.P. 1993. Depósitos diamantíferos de Minas Gerais: uma revisão. In: SBG, Simpósio de Geologia Diamante, 1, Cuiabá, *Anais*, 79-100.
- Chaves, M.L.S.C., Karfunkel, J., Svisero, D.P. 1998. Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Rev. Bras. Geociências*, 28(3):285-294.
- Clemmey, H. 1981. Some aspects of the genesis of heavy mineral assemblages in lower Proterozoic uranium gold conglomerates. *Mineralogical Magazine*, 44:399-408.
- Coelho, C.E.S. 1986. Depósitos de ferro da Serra dos Carajás, Pará. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. II, p. 29-64.
- Coelho, C.E.S., Freitas-Silva, F.H. 1998. The structural control of gold deposits of the Fazenda Maria Preta gold district at Rio Itapicuru greenstone belt, northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 28(3):367-376.
- Cordani, U.G., Iyer, S.S., Taylor, P.N., Kawashita, K., Sato, K. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (Ca 1.5-1.0Ga). *Jour. South Am. Earth Sci.*, 5:33-46.
- Cordeiro, A.A.C., McCandless, G. 1976. Maciço ultramáfico de Quatipuru. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, 3:3-15.
- Corrêa, S.L.A., Oliveira, M.P., Schwab, R.G. 1984. Alguns aspectos mineralógicos e geoquímicos de laterita niquelífera do Vermelho, Serra dos Carajás, e suas implicações genéticas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*, 4:1959-1968.
- Correia, C.T., Girardi, V.A.V., Lambert, D.D., Kinny, P.D., Reeves, S.J. 1996. 2 Ga U-Pb (SHRIMP II) and Re-Os ages for the Niquelândia basic-ultrabasic layered intrusion, Central Goiás, Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:187-189.
- Correia, C.T., Girardi, V.A.V., Tassinari, C.C.G., Jost, H. 1997. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Rev. Bras. Geociências*, 27:163-168.
- Correia, C.T., Jost H., Tassinari, C.C.G., Girardi, V.A.V., Kinny, P.D. 1999. Ectasian Mesoproterozoic U-Pb ages (SHRIMP II) for the metavolcano-sedimentary sequences of Juscelândia and Indaianópolis and for high grade metamorphosed rocks of Barro Alto stratiform igneous complex, Goiás State, Central Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Cordoba, Argentina, *Actas*, 31-33.
- Correia, C.T., Tassinari, C.C.G., Lambert, D.D., Kinny, P., Girardi, V.A.V. 1997. U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd and Re-Os systematics of the Cana Brava, Niquelândia and Barro Alto layered intrusions in Central Brazil, and constraints on the tectonic evolution. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, São Paulo, *Actas*, 88-89.
- Correia-Neves, J.M. 1997. Província pegmatítica oriental do Brasil. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T. e Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. IV(B), p. 343-362.
- Correia-Neves, J.M., Pedrosa-Soares, A.C., Marciano, V.R.P.O. 1986. A Província pegmatítica oriental à luz dos conhecimentos atuais. *Rev. Bras. Geociências*, 16(1): 106-118.
- Correia-Neves, J.M., Pedrosa-Soares, A.C., Marciano, V.R.P.O., Monteiro, R.L.B.P., Fernandes, M.L.S. 1987. Granitoids and pegmatites from the northern of the Eastern Brazilian Pegmatite Province. In: SBG, Symp. on Granites and Associated Mineralizations, 1, Salvador, *Excursion Guide*, 125-144.
- Costa Jr, C.M., Ferreira Filho, C.F., Osborne, G.A., Araújo, S.M., Lopes, R.O. 1997. Geology and geochemistry of the Boa Vista nickel sulfide deposit, Crixás greenstone belt, central Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 27(4):365-376.
- Costa, M.J. 1999. Projeto Aripuanã – Serra do Expedito, distrito e município de Aripuanã, Estado de Mato Grosso. Processo DNPM nº8666.173/92 e 8666.174/92, Mineração Aripuanã Ltda, Relatório Final de Pesquisa, 48p.
- Costa, M.L. 1997. Lateritization as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Explor. Min. Geol.*, 6(1):79-104.
- Costa, M.L., Angélica, R.S., Fonseca, L.R. 1996. Geochemical exploration for gold in deep weathered laterised gossans in the Amazon region, Brazil: a case history of the Igarapé Bahia deposit. *Geochimica Brasiliensis*, 10(1):13-26.
- Costa, M.L., Costa, J.A.V., Angélica, R.S. 1993. Gold bearing bauxitic laterite in a tropical rain forest climate: Cassiporé, Amapá, Brazil. *Chron. Rech. Minière*, 510:41-51.
- Costa, M.L., Moraes, E.L. 1998. Mineralogy, geochemistry and genesis of kaolim from the Amazon region. *Min. Deposita*, 33(3):283-297.
- Coutinho, M.G.N., Robert, F., Santos, R.A. 1998. Província Mineral de Tapajós, Amazônia, Brasil: novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p.160.
- Couto, L.F. 1989. *Estudos petrológicos do complexo máfico-ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes (BA) e gênese do depósito Fe-Ti (V) associado*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 169p.
- Couto, P.A., Silva, E.A., Lima, R. 1991. Garimpos de esmeraldas de Caranaíba e Socotó, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Brasília, DNPM, v. IV(A), p. 259-269.
- Cox, D.P. 1967. Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerate, Brazil. *Economic Geology*, 62:773-780.
- Cruz, E.L.C.C., Kuyumjian, R.M. 1998. Geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins state, Central Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 28(2):173-182.

- Cruz, E.L.C.C., Kuyumjian, R.M. 1999. Mineralizações auríferas filoneanas do terreno granito-greenstone do Tocantins. *Rev. Bras. Geociências*, **29**(3):313-318.
- Cruz, F.F., Brenner, T.L., Moreira, A.F.S., Cunha, C.A.B.R., Gallo, C.B.M., Frank, N.D., Pimentel, R.C. 1986. Jazida de Ni-Cu-Co de Fortaleza de Minas, Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus, C.E.S. Coelho (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. II, p. 275-306.
- D'El Rey Silva, L.J.H., Oliveira, J.G. 1999. Geology of the Caraíba coppermine and its surroundings in the Paleoproterozoic Curaçá belt, Curaçá river valley, Bahia, Brazil. In: Silva, M.G., Misi, A. (eds.), *Base Metal Deposits of Brazil*, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, p.25-32.
- D'El Rey Silva, L.J.H., Oliveira, J.G., Gaal, E.G. 1996. Implication of the Caraíba deposits structural controls on the emplacement of the Cu-bearing hypersthenites of the Curaçá Valley, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **26**(3):181-196.
- D'El Rey Silva, L.J.H. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba, Vale do Curaçá, Bahia. In: *Geologia e Recursos Naturais do Estado da Bahia*, SME, Série Textos Básicos, **6**:51-123.
- D'El Rey Silva, L.J.H., Giuliani, G. 1988. Controle estrutural da jazida de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás: implicações na gênese, tectônica regional e no planejamento da lavra. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **35**, Belém, *Anais*, **1**:413-427.
- Da Rocha Araujo, P.R., Flicoteaux, R., Parron, C., Trompette, R. 1992. Phosphorites of Rocinha mine - Patos de Minas (Minas Gerais Brasil): Genesis and evolution of a Middle Proterozoic Deposit tectonized by the Brasiliano Orogeny. *Economic Geology*, **87**:332-351.
- Daitx, E.C. 1996. *Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag) com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR)*. UNESP, Rio Claro, Tese de Doutorado, 453 p.
- Daitx, E.C. 1998. Os depósitos de zinco e chumbo de Perau e Canoas e o potencial do vale do Ribeira. In: CAPES/PADCT/UFBA/ADIMB, *Workshop de Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base*, Salvador, 68-74.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton. Geochronological, Petrological and Geochemical aspects. *Min. Petrol.*, **50**:113-138.
- Danni, J.C.M., Baecker, M.L., Ribeiro, C.C. 1991. The geology of Catalão I carbonatite complex. In: Intern. Kimberlite Conference, **5**, Araxá, *Field Guide Book*, 25-29.
- Danni, J.C.M., Fuck, R.A., Leonardos, O.H. 1982. Archean and Lower Proterozoic units in Central Brazil. *Geol. Rundschau*, **71**(1):291-317.
- Danni, J.C.M. 1974. *Geologie des complexes ultrabasiques alcalins de la région d'Ipora, Goiás, Brésil*. Univ. Paris-Sud, Orsay, Tese de Doutorado, 104p.
- Daoud, W.E.K. 1988. *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 194p.
- Daoud, W.E.K., Antonietto, Jr., A. 1988. Minas de estanho de Pitinga, Amazonas. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. III, p. 201-211.
- Dardenne, M.A. 1978. Geologia da região de Morro Agudo (MG). *Bol. Núcleo Centro-Oeste*, SBG, **7/8**:68-94.
- Dardenne, M.A. 1979. *Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoïque Supérieur dans le Brésil Central*. Univ. Paris VI, Thèse Doctorat d'Etat, 251p.
- Dardenne, M.A. 1982. Chrono-stratigraphie et metallogenie du Précambrien dans le Brésil Central. In: Congreso Latinoamericano de Geologia, **5**, Argentina, *Actas*, **3**:65-77.
- Dardenne, M.A. 1988. Fluorite-vein deposits of the Santa Catarina district in Brazil. *Schweizerbart'sche*, IAGOD, 269-274.
- Dardenne, M.A. 1988b. Geologia do chumbo e zinco. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. III, p. 83-90.
- Dardenne, M.A. 1997. Geologia da barita. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. IV(B), p. 215-223.
- Dardenne, M.A. 1998. Modelo hidrotermal sedimentar-exalativo para os depósitos Fe-Mn da região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **40**, Belo Horizonte, *Anais*, 152.
- Dardenne, M.A., Campos, E.G. 1984. Geologia e geoquímica do depósito de barita de Camamu, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **33**, Rio de Janeiro, *Anais*, 1144-1161.
- Dardenne, M.A., Ferreira Filho, C.F., Meirelles, M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás district, Brazil. *Journ. South. Am. Earth Sciences*, **1**(4): 363-372.
- Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H. 1998. Depósitos Pb-Zn-F-Ba do Supergrupo São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **40**, Belo Horizonte, *Anais*, p.133.
- Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H. 1999. Pb-Zn ore deposits of Bambuí and Vazante groups in São Francisco Craton and Brasília Fold Belt. In: Silva, M.G., Misi, A. (eds.), *Base Metal Deposits of Brazil*, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, 75-83.
- Dardenne, M.A., Ronchi L.H., Bastos Neto A.C., Touray J.C. 1997. Geologia da fluorita: os distritos de fluorita brasileiros. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, IV(B): 479-507.
- Dardenne, M.A., Savi, C.M. 1984. Geologia e geoquímica dos filões de fluorita Segunda Linha Torrens e Cocal, SC. *Rev. Bras. Geociências*, **14**:120-127.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C. 2000. The metallogenesis of the South American Plataform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Brazil 2000, 31th Intern. Geological Congress, Rio de Janeiro, 755-850.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*, Editora UnB, CPRM, Brasília, 392p.
- Dardenne, M.A., Gonzaga, G.M., Campos, J.E.G. 1991. The diamond bearing Cretaceous conglomerates of the Canabrava area, Minas Gerais, Brazil. In: Leonardos, O.H., Meyer, H.O.A., Gaspar, J.C. (eds.): *Field Guide Book*, Fith International Kimberlite Conference. CPRM, Special Publication 3/91, Brasília, 83-88.
- Dardenne, M.A., Trompette, R., Magalhães, L.F., Soares, L.A. 1986. Proterozoic and Cambrian phosphorites- regional review: Brazil. In: Cook, P.J., Shergold, J.H. (eds.), *Phosphate Deposit of the World. Proterozoic and Cambrian phosphorites*, Cambridge University Press, 116-131.
- Davison I., Teixeira, J.B.G., Silva, M.G., Neto, M.B.R., Matos, F.M.V. 1988. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Research*, **42**:1-18.
- Delgado, I.M., Pedreira, A.J. 1994. Síntese da evolução geológica e metalogenética do Brasil. CPRM, 25p.
- Delgado, I.M., A.J., Thormann, C.H. 1994. Geology and mineral resources of Brazil: a review. *Intern. Geol. Review*, **36**:503-544.
- Dias, G.S., Macambira, M.J.B., Dall' Agnol, R., Soares, A.D.V., Barros, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás-Pará. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, **5**, Belém, *Bol. Res. Expandidos*, 376-379.
- DNPM. 1998. *Anuário Mineral Brasileiro*. MME, Brasília, 404p.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **35**, Belém, *Anexo Anais*, 1-54.
- Dorr, J.V.M. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. *USGS Bull.* 946A, 47p.
- Dorr, J.V.M. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Paper*, Washington, 641A, 110p.

- Dossin, I.A., Uhlein, A., Dossin, T.M. 1984. Geologia da faixa móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 7:3118-3132.
- Dossin, T.M. 1985. *Geologia e geoquímica das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, MG*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 140p.
- Dossin, T.M., Dossin, I.A., Dardenne, M.A. 1987. Geoquímica dos elementos terras raras das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais. *Geochimica Brasiliensis*, 1(2):151-160.
- Dreher, A.M., Almeida, M.E., Ferreira, A.L., Brito, M.F., Popini, M.V., Monteiro, M.A. 1999. Veios e brechas hidrotermais da Província Aurífera do Tapajós: aspectos texturais e implicações para a exploração de ouro primário. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Bol. Res. Expandidos*, 114-117.
- Dreher, A.M., Vlach, S.F.R., Martini, S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós mineral province, Pará state, northern Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 28(3):397-404.
- Duarte, B.P., Pires, F.R.M. 1996. On the origin of tourmaline in the Passagem gold-tourmaline deposits, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 7:193-194.
- Duarte, P.M., Fontes, C.F. 1986. Minas de cromita das fazendas Limoeiro e Pedrinhas, Município de Campo Formoso, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM_CVRD, Brasília, v. II, p.207-214.
- Ellert, R. 1959. *Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas, Minas Gerais*. IG/USP, Bol.nº 237, 120p.
- Espourteille, F., Fleischer, R. 1988. Minas de chumbo de Boquira, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. III, p.91-99.
- Façanha da Costa, H. 1966. Novo Distrito Ferrífero do Brasil, Rio Jatapu, Amazonas. *Eng. Min. Met.*, Rio de Janeiro, 18:113-116 e 209-212.
- Fagundes, P.R. 1982. *Gênese e controle da jazida de fluorita de Sete Barras, Adrianópolis, Paraná*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 83p.
- Fagundes, P.R. 1997. Depósito de fluorita de Sete Barras, Adrianópolis, Paraná. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM-CPRM, Brasília, v. IV(B), p. 555-567.
- Fagundes, P.R., Dardenne, M.A., Veiga, A.T.C. 1984. Evolução da mineralização de fluorita no depósito de Sete Barras, Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 8:3755-3769.
- Fanton, J.J., Arioli, E.A., Moura, O.J.M. 1978. Pegmatitos da região de Galiléia-Mendes Pimentel (Minas Gerais). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 4:1770-1781.
- Faraco, M.T.L. 1990. *Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*, UFPA, Belém, Dissertação de Mestrado, 346 p.
- Faraco, M.T.L. 1997. *Evolução petroquímica e metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*. UFPA, Belém, Tese de Doutorado, 196p.
- Faria, L.F. 1997. *Controle e tipologia de mineralizações de grafita flake no nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia*, UFMG, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 102p.
- Farias, N.F., Saueressig, R. 1982. Pesquisa geológica na jazida de cobre Salobo-3A. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, *Anais*, 2:39-45.
- Farias, N.F., Santos, A.B.S., Biagini, D.O., Vieira, E.A.P., Martins, L.P.B., Saueressig, R. 1984. Jazidas Cu-Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás, PA. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 8:3658-3668.
- Ferran, A. 1988. Depósito de ouro de Salamangone e Mutum, Calçoene, Amapá. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, v. III, p.581-588.
- Ferran, A. 1988. Mina de ouro de São Francisco, Currais Novos, Rio Grande do Norte. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. III, p. 589-595.
- Ferreira, C.M. 1991. Topázio de Ouro Preto, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM-CPRM, Brasília, v. IV(A), p. 303-308.
- Ferreira Filho, C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 112p.
- Ferreira Filho, C.F. 1999. The large mafic-ultramafic complexes of Central Brazil. In: *Metalogênese dos depósitos magmáticos aplicada à Exploração Mineral*, Módulo 1: Depósitos associados ao magmatismo máfico-ultramáfico, Curso de Aperfeiçoamento, UnB, Brasília, PADCT III-CAPEs, *Field Trip Guide book*, 1-28.
- Ferreira Filho, C.F., Danni, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, *Anais*, 3:34-47.
- Ferreira Filho, C.F., Kamo, S.L., Fuck, R.A., Krogh, T.E., Naldrett, A.J. 1994. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of the magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Research*, 68:241-255.
- Ferreira Filho, C.F., Naldrett, A.J., Asif, M. 1995. Distribuição de platínio-grupo elementos in the Niquelândia layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil: implications with respect to exploration. *Canadian Mineralogist*, 33:165-184.
- Ferreira Filho C.F., Naldrett, A.J., Gorton, M.P. 1998. REE and pyroxene compositional variation across the Niquelândia layered intrusion, Brazil: petrological and metallogenetic implications. *Transactions Inst. Min. Metall.*, 107 (section B):1-22.
- Ferreira Filho, C.F., Pimentel, M.M. 1999. ETR e isótopos Sm-Nd em rochas da série acamadada superior do Complexo de Niquelândia, Goiás: Implicações geocronológicas. In: SBG, Simpósio de Geologia Centro-Oeste, 7, Brasília, *Bol. Resumos*, p.85.
- Figueiredo, B.R. 1992. Metamorphism of the polymetallic Serrote da Laje deposit, northeastern Brazil. In: *Proceedings 4th IAGOD Symposium*, 491-504.
- Figueiredo, J.A., Leão Neto, R., Valente, C.R. 1981. Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmeirópolis, GO. In: SBG, Simpósio de Geologia Centro-Oeste, 1, Goiânia, *Anais*, 422-441.
- Fleischer, R. 1976. A pesquisa de chumbo no Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, 1:19-32.
- Fleischer, R. 1998. A rift model for the sedimentary diamond deposits of Brazil. *Mineralium Deposita*, 33:238-254.
- Fleischer, R., Espourteille, F.S. 1999. The Boquira lead-zinc mine in Central Bahia, Brazil. In: Silva, M.G., Misi, A (eds.), *Base Metal Deposits of Brazil*, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, 44-53.
- Fonseca, E., Guimarães, P.J., Leal, E.D., Silva, H.M. 1991. The Ouro Fino gold deposit, Minas Gerais, Brazil. In: Ladeira, E.A. (ed.), *Brazil Gold'91*, Belo horizonte, Balkema, 499-505.
- Fonseca, E., Lobato, L.M. 1993. Depósito aurífero am zona de cisalhamento na borda leste do Cráton do São Francisco: Riacho dos Machados, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio Cráton São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 331-333.
- Fonseca, E., Lobato, L.M., Baars, F.J. 1997. The petrochemistry of the auriferous volcanosedimentary Riacho dos Machados Group, Central-Eastern Brazil. *South Am. Earth Sciences*, 10(5/6):423-443.
- Force, E.R., Cannon, W.F. 1986. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black-shale basins. *Economic Geology*, 83:93-117.

- Force, E.R., Maynard, J.B. 1991. Manganese: Syngenetic deposits on the margins of anoxic basins. In: Force, E.R., Eidel, J.J., Maynard, J.B. (eds.), *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration*. Reviews in Economic Geology, 5:147-157.
- Forman, A.J.M., Waring, M.H. 1981. L'uranium en Amérique du Sud et plus spécialement dans la province uranifère brésilienne. *Chron. Rech. Minière*, 6:5-49.
- Fortes, P.T.F.O., Cheilletz, A., Giuliani, G., Ferand, G. 1997. A Brasileiro age (500±5Ma) for the Mina III gold deposit, Crixás Greenstone Belt, Central Brazil. *Intern. Geol. Review*, 39:449-460.
- Fortes, P.T.F.O., Gaspar, J.C., Coelho, R.E.F., Giuliani, G., Jost, H. Costa Jr. C.N., Moraes, E.R., Kuyumjian, R.M., Santos, R.V., Pimentel, M.M. 2001. Geologia das jazidas auríferas Mina III e Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO). In: DNPM/ADIMB – *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*, Brasília, 241-300.
- Fraenkel, M.O., Santos, R.C., Loureiro, F.E.V.L., Muniz, W.S. 1985. Jazida de urânio no planalto de Poços de Caldas, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. I, p. 89-103.
- Franklin, J.M., Hannington, M.D., Jonasson, I.R., Barrie, C.T. 1998. Arc-related volcanogenic massive sulphide deposits. In: Lefebvre, D.V. (coord.), *Metallogeny of Volcanic Arcs*, Vancouver, Canada, British Columbia Geologia Surv., 1-32.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W., Sangster, D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 485-627.
- Freitas-Silva, F.H. 1996. *Metalogênese do depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG*. UnB, Brasília, Tese de Doutorado, 339p.
- Freitas-Silva, F.H. 1999. Geologia da Serra Leste. In: *Projeto Agrícola Serra Leste*, Curionópolis, PA, Companhia de Promoção Agrícola, CAMPO, 1:171-208.
- Freitas-Silva, F.H., Dardenne, M.A. 1997. Pb/Pb isotopic patterns of galenas from Morro do Ouro (Paracatu Formation), Morro Agudo/Vazante (Vazante Formation) and Bambuí Group Deposits. In: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo. *Ext. Abst.*, 118-120.
- Freitas-Silva, F.H., Dardenne, M.A., Jost, H. 1991. Lithostructural control of the Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais, gold deposit. In: Ladeira, E. A. 1991 (ed.). *Brazil Gold'91*, Balkema, 681-683.
- Fryer, B.J. 1983. Rare earth elements in iron-formation. In: Trendall, A.F., Morris, R.C. (eds.), *Iron Formation: Facts and Problems*, Elsevier, 345-358.
- Galbiatti, H.F. 1999. *Natureza e controle estrutural de mineralização aurífera (Jacutinga) na Mina de Cauê, Itabira, MG*. UFOP, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 204p.
- Galbiatti, H.F., Pereira, M.C., Fonseca, M.A. 1999. *Natureza e controle estrutural da mineralização aurífera (Jacutinga) na Mina de Cauê, Itabira, MG*. In: SBG, Simpósio de Geologia Centro-Oeste, 7, Brasília, *Bol. Resumos*, p.74.
- Gallo, M.B.M. 1991. The Romaria diamond-bearing cretaceous conglomerate. In: Leonardos, O.H., Meyer, H.O.A., Gaspar, J.C. (eds.), *Field Guide Book*, Fith International Kimberlite Conference, CPRM, Brasília, *Special Publication 3/91*, p.37-43.
- Gaspar, J.C. 1989. *Géologie et minéralogie du complexe carbonatique de Jacupiranga, Brésil*. Université d'Orléans, França, Tese de Doutorado, 343p.
- Gaspar, J.C., Danni, J.C.M. 1981. Aspectos petrográficos e vulcanológicos da Província alcalino-carbonatítica de Santo Antônio da Barra, sudoeste de Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, 11(1):74-86.
- Gaspar, J.C., Wyllie, P.J. 1984. The alleged kimberlite-carbonatite relationship: evidence from ilmenite and spinel from Premier and Wesselton Mines and the Benfontein Sill, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85:133-140.
- Geisel Sobrinho, E., Raposo, C., Prates, S.P., Matos, E.C., Alves, J.V. 1980. Jazidas uraníferas de Lagoa Real, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 3:1499-1512.
- Geraldes, M.R., Toledo, F.H., Figueiredo, B.R., Tassinari, C.C.G. 1996. Contribuição a geocronologia do sudoeste do Cráton Amazônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 2:554-557.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski Jr., W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, 16: 201-211.
- Gibson, S.A., Thompson, R.M., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G. 1995. The late cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journ. Petrol.*, 36:189-229.
- Girardi, V.A.V., Kurat, G. 1982. Precambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil – mineral compositions and evolution. *Rev. Bras. Geociências*, 12(1-3):313-323.
- Giuliani, G., Cheilletz, A., Zimmermann, J.L., Ribeiro-Althoff, A.M., France-Lanord, C., Feraud, G. 1997. Les gisements d'émeraude du Brésil: genèse et typologie. *Chron. Rech. Min.*, 526:17-61.
- Giuliani, G., D'El Rey Silva, L.J.H., Couto, P.A. 1990. Origin of emerald deposits of Brazil. *Mineralium Deposita*, 25:57-64.
- Giuliani, G., Zimmermann, J.L., Montigny, R. 1994. K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence for a Transamazonian age (2030-1970Ma) for the granites and emerald-bearing K-metasomatites from Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil). *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 7:149-165.
- Gomes, J.C.M. 1986. As minas de Águas Claras, Mutuca e Pico e outros depósitos de minério de ferro no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. II, p. 65-75.
- Gonzaga, G.M., Dardenne, M.A. 1991. The Jequitaiá glaciation and the dispersion of diamonds during Upper Proterozoic. In: SBG, International Kimberlite Conference, 5, Araxá, *Field Guide Book*, Brasília, CPRM, 89-93.
- Gonzaga, G.M., Tompkins, L. A. 1991. Geologia do Diamante. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(A), p. 53-116.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* 13:7-27.
- Grubb, P.L. 1979. Genesis of Bauxite deposits in lower Amazonian Basin and Guianas coastal plains. *Economic Geology*, 74:735-750.
- Haddad, R. 1981. *Mineralizações uraníferas no complexo anelar de Taperuaba, CE*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado.
- Haddad, R.C., Leonardos, O.H. 1980. Granitos anelares de Taperuaba (Ceará) e processos metassomáticos associados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5:2626-2631.
- Haralyi, N.L.E., Walde, D.H.G. 1986. Os minérios de ferro e manganês da região de Urucum, Corumbá, Mato Grosso. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. II, p.127-144.
- Haralyi, N.L.E., Hasui, Y., Morales, N. 1991. O diamante pré-cambriano da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C, Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(A), p. 209-222.
- Harmsworth, R.A., Kneeshaw, M., Morris, R.C., Robinson, C.J., Shriv-Astawa. 1990. BIF-derived iron ores of the Hamersley Province. In: Hughes, F.E. (ed.), *Geology of the Mineral Deposits of Australia e Papua New Guinea*, A IMM, Melbourne, 617-642.
- Hasui Y., Magalhães, F.S. 1990. Modelo estrutural e evolutivo da Mina de Cana Brava (GO) e sua importância. *Geociências*, São Paulo, 9:1-34.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L. E. 1991. Aspectos litostruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, 10:57-77.

- Heald, S.G., Foley, N.K., Hayba, D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulphate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, **82**:1-26.
- Heim, S.L., Castro Filho, L.W. de. 1986. Jazida de níquel laterítico de Puma-Onça, Município de São Félix do Xingu, Pará. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNP/M/CVRD, Brasília, v.II, p. 347-368.
- Hennies, W.T. 1969. Minério de ferro oolítico no Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, 177-182.
- Hettich, M. 1977. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geociências*, **7**(2):87-101.
- Hitzmann, M.W. 1995. Mineralization in the Irish Zn-Pb(Ba-As) ore field. In: Anderson, K., Ashton, J., Earls, G., Hitzmann, M., Tear, S. (eds.), *Irish Carbonate-Hosted Zn-Pb Deposits*, SEG Guide book, **21**:132-137.
- Hitzmann, M.W., Oreskas, N., Einandi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron-oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, **58**:241-287.
- Hitzmann, M.W., Thormann, C.H., Romagna, G., Oliveira, T.F., Dardenne, M.A., Drew, L.J. 1995. The Morro Agudo Zn-Pb deposit, Minas Gerais, Brazil: a Proterozoic Irish-type carbonate-hosted SEDEX-replacement deposit In: *Annual Meeting*, New Orleans, ESA, *Abstracts*, p.408.
- Hoppe, A., Schobbenhaus, C. 1990. Geology and mineral resources of Amazonia. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **12**:1787-1837.
- Hoppe A., Schobbenhaus, C., Walde, D.H.G. 1987. Precambrian iron formations in Brazil. In: Apell, P.W.U., La Berge (eds) *Precambrian Iron-Formations*, Teophrastus, Athens, 347-390.
- Horbach, R., Marimon, M.P.C. 1988. Depósito de cobre do Serrote da Laje, Arapiraca, Alagoas. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNP/M, Brasília, v.III, p. 61-70.
- Huhn, S.R.B. 1991. Controle estrutural dos depósitos e ocorrências auríferas no terreno granito-greenstone da região de Rio Maria. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém, *Anais*, 211-219.
- Huhn, S.R.B. 1992. *Geologia, controle estrutural e gênese do depósito aurífero Babaçu, região de Rio Maria, sul do Pará*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 169p.
- Huhn, S.R.B., Nascimento, J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (coords.), *Contribuição à Geologia da Amazônia*, SBG, Belém, 143-160.
- Huhn, S.R.B., Souza, C.I.J., Albuquerque, M.C., Leal, E.D., Drustolin, V. 1999. Descoberta do depósito Cu (Au) Cristalino: geologia e mineralizações associadas, região da Serra do Rabo, Carajás PA. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Anais*, 140-143.
- Ianhez, A.C., Ribeiro, D.T., Pamplona, R.I. 1997. Depósito de amianto de Cana Brava, Minaçu, Goiás. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNP/M/CVRD, Brasília, v. IV(B), p.47-62.
- Jacobi, P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós province, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **29**(2): 277-279.
- Jenkins, R.E. 1987. Geology of the Clugger-fluorite deposit, Mato Preto, Paraná, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **17**(3):288-294.
- Jost, H., Fortes, P.T.F.O. 2001. Gold deposits and occurrences of the Crixás Goldfield, Central Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**:358-376.
- Juliani, C. 2001. Metalogênese do ouro e metais base associados com o vulcano-plutonismo da porção oeste da Província Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Anais, CD-ROM*.
- Juliani, C., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Nunes, C.M.D. 2001. Gênese e evolução da alteração hidrotermal no Granito Batalha, Província Aurífera do Tapajós (PA). In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Anais, CD-ROM*.
- Justo, L.J.E.Q., Souza, M.M. 1986. Jazida de nióbio do Morro dos Seis Lagos, Amazonas. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNP/M/CVRD, Brasília, v.II, p.463-468.
- Karfunkel, J., Chaves, M.L.S.C. 1995. Conglomerados cretácicos da Serra do Cabral (MG): um modelo para a redistribuição colúvio-aluvionar dos diamantes do Médio São Francisco. *Geociências*, **14**:59-72.
- Karfunkel, J., Chaves, M.L.S.C., Svisero, D.P., Meyer, H.O.A. 1994. Diamonds from Minas Gerais, Brazil: an update of sources, origin and production. *Inter. Geol. Review*, **36**:1019-1032.
- Kegel, W. 1955. *Geologia do fosfato de Pernambuco*. DNP/M/DGM, Rio de Janeiro, vol. 157, 54p.
- Kishida, A. 1979. *Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcanossedimentares do Médio Rio Itapicuru, Bahia*, UFBA, Salvador, Dissertação de Mestrado, 98p.
- Kishida, A., Sena, F.O., Silva, F.C.A. 1991. Rio Itapicuru greenstone belt: geology and gold mineralization. In: Ladeira, E.A. (ed.), *Brazil Gold'91*, Balkema, 231-234.
- Kloosterman, J.B. 1968. A tin province of the Nigerian type in southern Amazonia. In: Technical Conference on tin, London, *Intern. Tin Council*, **2**:381-400.
- Kotschoubey, B. 1988. Geologia do alumínio. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNP/M, v. III, p. 599-619.
- Kotschoubey, B., Souza Duarte, A.L., Truckenbrodt, W. 1999. Cobertura bauxítica e origem do caulim do Morro do Felipe, Baixo Rio Jari, Estado do Amapá. *Rev. Bras. Geociências*, **29**(3):331-338.
- Kotschoubey, B., Truckenbrodt, W. 1981. Evolução Poligenética das Bauxitas do Distrito de Paragominas- Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). *Rev. Bras. Geociências*, **11**:193-202.
- Kotschoubey, B., Truckenbrodt, W., Hieronymus, B. 1996. Depósitos de caulim e argila "semi-flint" no nordeste do Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **26**:71-80.
- Kotschoubey, B., Truckenbrodt, W., Hieronymus, B. 1997. Bauxite deposits of Paragominas. In: Coelho, A., Boulangé, B., Melfi, A., Lucas, Y. (eds.), *Brazilian Bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, p.75-106.
- Krauss, L.A.A., Amaral, A.J.R. 1997. Depósitos de Gipsita da Casa de Pedra, Pernambuco. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNP/M, Brasília, v.IV(C), p.159-167.
- Kuyumjian, R.M. 1989. *The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, Central Brazil*. Univ. of London, PhD Thesis, 289p.
- Kuyumjian, R.M. 1991. A suggested hydrothermal exhalative origin for the Chapada copper-gold deposit, Brazil. In: Ladeira, E.A. (ed), *Brazil Gold'91*, Balkema, *Proceedings*, 231-234.
- Kuyumjian, R.M., Campos, J.E.G., Oliveira, C.G., Queiroz C.L. 1999. Registros da evolução transamazônica na província estrutural do Tocantins: exemplo da região de Campinorte-Alto Paraíso (GO). *Rev. Bras. Geociências*.
- Kwitko, R.R. 1998. *Mineralogia, geoquímica e gênese das ocorrências auríferas no flanco norte do anticlinal de Mariana, Quadrilátero Ferrífero: uma nova tipologia de minério denominada Bugre*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 115p.
- Kyle, J.R., Misi, A. 1997. Origin of Zn-Pb-Ag sulfide mineralization within Upper Proterozoic phosphate-rich carbonate strata, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Intern. Geol. Review*, **39**:383-399.
- Ladeira, E.A. 1980. *Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Univ. Western Ontario, London PhD Thesis, 272p.
- Ladeira, E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNP/M, Brasília, v.III, p. 301-375.

- Ladeira, E.A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanent recycling and inheritance. *In: Ladeira, E.A. (ed.), Brazil Gold '91*, Balkema, 11-30.
- Lancaster, O.J., Fanton, J., Almeida, A.J., Leveille, R.A., Vieira, S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. *In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Abstracts*, CD-ROM.
- Lapin, A.V., Iwanuch, W., Ploshko, V.V. 1999. Carbonatitos lineares de cinturões móveis: uma síntese. *Rev. Bras. Geociências*, **29**(4):483-490.
- Leal, J.W., Silva, G.H., Abreu, A.S., Lima, M.I.C. 1976. Granito da Serra da Providência. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, Anais*, 4:59-74.
- Leão de Sá, E., Borges, M.R.A. 1991. Gold mineralization in Cauê and Conceição iron mines, Itabira, MG. *In: Brazil Gold'91, Field and Mine Trip to Quadrilátero Ferrífero, Belo Horizonte, Brazil, Field Guide Book*, 74-85.
- Leão de Sá, E., Fonseca, J.T.F., Santana, F.C. 1995. Palladium-bearing gold deposit hosted by Proterozoic Lake Superior-type iron-formation at the Cauê Iron Mine, Itabira District, Southern São Francisco Craton, Brazil: geologic and structural controls. *Economic Geology*, **90**:118-134.
- Ledru, P., Bouchot V. 1993. Revue des minéralisations aurifères du Craton précambrien de São Francisco (Brésil) e discussion sur leurs contrôles structuraux. *Chron. Rech. Minière*, **11**:5-20.
- Legrand, J.M., Melo, Jr. G., Archanjo, C.J., Salim, J., Souza, L.C., Maia, H.M. 1993. Mineralizações da Faixa Seridó: um processo hidrotermal do fenômeno tectono-magmático Brasileiro. *In: SBG, Simpósio de Geologia Nordeste, 15, Natal, Anais*, 185-188.
- Legrand, J.M., Melo, Jr., G., Silva, W.L., Souza Neto, J.A. 1996. Origin and classification of gold mineralization in the Seridó fold belt and basement rocks, northeast Brazil. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Salvador, Anais*, 221-224.
- Lenharo, S.L.R. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 290p.
- Lenz, G.R., Ramos, B.W. 1985. Combustíveis Fósseis Sólidos no Brasil: Carvão, Linhito, Turfa e Rochas Oleíferas. *In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNP/MDR, Brasília, v. 1, p.3-37.*
- Leo, G.W., Cox, D.P., Carvalho, J.P.P. 1964. *Geologia da parte sul da Serra da Jacobina, Brasil*. DGM/DNPM, v.209.
- Leonardos, O.H., Meyer, H.O.A. 1991. Outline of the geology of western Minas Gerais. *In: Field Guide Book, Int. Kimberlite Conf.*, 5, Araxá, CPRM, 17-24.
- Lima, R.E. 1993. *Evolução geológica e controles dos depósitos de talco da região de Itaiacoca-Abapá, PR*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 139p.
- Lima, R.E., Dardenne, M.A. 1987. Geologia e controle da Mina Grande da Costalco, Itaiacoca, PR. *In: SBG, Simpósio de Sul-Brasileiro Geologia, 3, Curitiba, Anais*, p.37-38.
- Lima, T.M. 1997. *Geologia, estratigrafia e petrologia da porção sul do complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás*. IG/UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 312p.
- Lindenmayer, Z.G. 1981. Geological evolution of Vale do Rio Curaçá and of copper mineralized mafic-ultramafic bodies. *In: Geologia e Recursos Minerais da Bahia, Textos Básicos*, 1:73-10.
- Lindenmayer, Z.G. 1990. *Salobo, Carajás, Brazil: Geology, geochemistry and metamorphism*. Univ. Western Ontario, London, Canada, PhD Thesis. 407p.
- Lindenmayer, Z.G. 1998. O depósito Cu (Au-Ag-Mo) do Salobo, Serra dos Carajás, revisitado. *In: Workshop de Depósitos Minerais Brasileiros de Metais-Base, Salvador, CAPES-PADCT, CPGG-UFBA, ADIMB*, 29-37.
- Lindenmayer, Z.G., Faccini, U., Guimarães, Netto. 1993. Encontrada a mais antiga forma de vida da América. *Rev. UNISINOS*, **58**:16-18.
- Lindenmayer, Z.G., Pimentel, M.M., Ronchi, L.H., Althoff, F.J., Laux, J.H., Fleck, A., Baecker, C.A., Carvalho, D.B., Nowatzki, A.C. 2001. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. *In: DNP/ADIMB – Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*, Brasília, 80-139.
- Lindenmayer, Z.G., Teixeira, J.B.G. 1999. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. *In: Silva, M. da G., Misi, A. (eds.), Base Metal Deposits of Brazil, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte*, 33-43.
- Lindenmayer, Z.G., Ronchi, L.H., Laux, J.H. 1998. Geologia e geoquímica de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(3):257-268.
- Litherland, M., Annels, R.N., Appleton, J.D., Berrangé, J.P., Bloomfield, K., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pittfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. *Brit. Geologia Surv. Overseas Mem.*, **9**, 153 p.
- Lobato, L.M., Fyfe, W.S. 1990. Metamorphism, metasomatism and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. *Economic Geology*, **85**:968-989.
- Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C. 1993. Síntese dos recursos minerais do Cráton do São Francisco e faixas marginais em Minas Gerais. *Geonomos*, **1**(1):39-50.
- Lobato, L.M., Ribeiro Rodrigues, L.C., Souza Costa, M.N., Martins, R., Lehne, E., Tassinari, C.C.G., Vieira, F.W.R., Biasi, E.E., Silva, R.C.F., Pereira, V.C.A., Noce, C.M. 2001. Depósito de ouro Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In: DNP/ADIMB – Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*, Brasília, 1-77.
- Lobato, L.M., Vieira, F.W.R. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralization associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part II, The Archean mesothermal gold-bearing hydrothermal system. *Rev. Bras. Geociências*, **28**(3):355-366.
- Lobato L.M., Vieira, F.W.R., Ribeiro-Rodrigues, L.C., Pereira, L.M.M., Menezes, M.G., Junqueira, P.A., Pereira, S.L.N. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, Description of selected gold deposits. *Rev. Bras. Geociências*, **28**(3):339-354.
- Lobato, L.M., Forman, J.M.A., Fuzikawa, K., Fyfe, W.S., Kerrich, R. 1982. Uranium enrichment in Archean basement: Lagoa Real, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **12**(1/3):484-486.
- Lobato, L.M., Forman, J.M.A., Fuzikawa, K., Fyfe, W.S., Kerrich, R. 1983. Uranium in overthrust Archean basement, Bahia, Brazil. *Can. Mineral.*, **21**:647-654.
- Lucas, Y. 1997. The bauxite of Juriti. *In: Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J., Lucas, Y. (eds.), Brazilian Bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, São Paulo, 107-133.
- Lydon, J.W. 1990. Volcanogenic massive sulfide models, Part 1: a descriptive model; Part 2: genetic models. *In: Roberts, R.G., Sheahan, P.A. (eds.), Ore deposit Models*, Geoscience Canada, Reprint Series 3, 145-181.
- Macambira J.P., Guedes, S.C., Matias, P.H. 1999. BIF carbonático na Formação Carajás: alteração hidrotermal ou uma nova fácies? *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Bol. Res. Expandidos*, 563-565.
- Macambira, M.J.B., Silva, V.F. 1995. Estudo petrológico, mineralógico e caracterização das estruturas sedimentares e diagenéticas preservadas na Formação Carajás, Estado do Pará. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**:363-387.
- Machado, N., Carneiro, M.A. 1992. U-Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Com. Journ. Earth Sci.*, **29**:2341-2346.

- Machado, N., Lindenmayer, Z.G., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reaction in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:1-26.
- Machado, N., Noce, C.M., Ladeira, E.A., Oliveira, O.A.B. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geologia Soc. America Bull.*, 104:1221-1227.
- Maranhão, C.M.L. 1979. *Os conglomerados uraníferos da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 102p.
- Maranhão, R., Barreiro, D.S., Silva A.P., Lima F., Pires P.R.R. 1986. A jazida de scheelita de Brejuí/Barra Verde/Boca de Lage/Zangarelhas, Rio Grande do Norte. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v.II, p.393-407.
- Marini, O.J., Botelho, N.F. 1986. A província de granitos estaníferos de Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, 16(1):19-131.
- Marini, O.J., Queiroz, E.T. 1991. Main geologic-metallogenetic environments and mineral exploration in Brazil. *Ciência e Cultura*, 43(2):153-161.
- Marques, J.C. 1999. *Petrologia e metalogênese dos corpos máfico-ultramáficos cromitíferos do vale do Rio Jacurici-BA*. Exame Qualificação, UnB, Brasília, 71p (inédito).
- Marschick, R., Spangenberg, J., Leveille, R.A., Lancaster, J.O. 2001. *The Sossego iron oxide Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil*. Relatório Interno, Phelps Dodge do Brasil S.A., Rio de Janeiro, 4 p. (inédito).
- Marshak, S., Alkmim, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension Tectonics of southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8(3):555-571.
- Marshak S., Alkmim F.F., Jordt Evangelista, H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, 357:491-453.
- Martinelli, C.d'A. 1998. *Petrografia, estrutural e fluídos da mineralização aurífera dos Araés, Nova Xavantina, MT*. UNESP, Rio Claro, Tese de Doutorado, 183p.
- Martins Neto, M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do paleo/mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geociências*, 28(2):151-168.
- Mascarenhas, J.F. 1973. A geologia do centro-leste do Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, *Anais*, 35-66.
- Matos, A.A., Spier, C.A., Soares, J.W. 1992. Depósitos de cromita da região do Rio Vila Nova, Estado do Amapá, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Anais*, 246-247.
- Maynard, J.B. 1983. *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Springer-Verlag, Berlin, 305p.
- Maynard, J.B. 1991. Iron: syngenetic deposition controlled by the evolving ocean-atmosphere system. In: Forde, E.R., Eidel, J.J., Maynard, J.B. (eds.), *Sedimentary and Diagenetic Mineral Deposits: a Basin Analysis Approach to Exploration*, Soc. Econ. Geologists, *Reviews in Economic Geology*, 5:141-145.
- Medeiros Neto, F.A. 1986. Mineralizações auríferas da área Pojuca: extração, transporte e deposição a partir de fluídos hidrotermais salinos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 5:1969-1981.
- Medeiros Neto, F.A., Villas, R.N. 1985. Geologia da jazida de Cu + Au do corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, *Anais*, 3:97-112.
- Meireles, E.M., Silva, A.R.B. 1988. Depósitos de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v.III, p.547-557.
- Meireles, E.M., Teixeira, J.T., Lourenço, R.S., Medeiros Filho, C.A. 1982. Geologia, estrutura e mineralização aurífera de Serra Pelada. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 3:900-911.
- Meirelles, M.R. 1986. *Geoquímica e metalogênese dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás*. UnB, Brasília Dissertação de Mestrado, 150p.
- Meirelles, M.R., Dardenne, M.A. 1993. Geoquímica e gênese dos jaspilitos arqueanos da Serra dos Carajás, Pará. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, Brasília, *Anais, Res. Expandidos*, 131-132.
- Melcher, G.C. 1966. The carbonatites of Jacupiranga, São Paulo, Brazil. In: Tuttle O.F., Gittins J. (eds.), *Carbonatites*, Interscience Publishers, 169-181.
- Melfi, A.J., Trescases, J.J., Carvalho, A., Oliveira, S.M.B., Ribeiro Filho, E., Formoso, M.L.L. 1988. The lateritic ore deposits of Brazil. *Sci. Geol. Bull.*, 41:5-36.
- Melfi, A.J., Trescases, J.J., Oliveira, S.M.B. 1979. Les latérites nickélfères du Brésil. *Cah. ORSTOM, sér. géol.*, 11(1):15-42.
- Mello, C.H.M.P., Durão, G., Viana, J.S., Carvalho, C.T.C. 1986. Depósitos de cromita das fazendas Medrado e Ipueira, Município de Senhor do Bonfim, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v.II, p. 215-234.
- Mello, J.S.C., Bettencourt, J.S. 1998. Geologia e gênese das mineralizações associadas ao maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. *Rev. Bras. Geociências*, 28(3):269-284.
- Melo Jr., G., Legrand, J.M. 1993. Mineralizações auríferas em rochas calciossilicáticas: caso da Província scheelitífera da Borborema (RN-PB). In: SBG, Simpósio de Geologia Nordeste, 15, Natal, *Anais*, 189-191.
- Melo Jr., G., Legrand, J.M., Almeida, H.L. 1996. Gold mineralization in the Cachoeirinha-Salgueiro fold belt, northeast Brazil: from local features to a regional approach. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 210-213.
- Melo, L.V., Villa, R.N.N., Soares, J.W., Faraco, M.T.L. 2001. O depósito aurífero Amapari, Amapá: rochas encaixantes, química mineral e metamorfismo. In: SBG, 7th Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Melo, L.V., Villas, R.N.N. 2001. O depósito aurífero Amapari, Amapá: fluídos mineralizantes e tipologia. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Melo, M.T.V. 1997. Depósitos de fosfato, titânio e nióbio de Tapira, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T. e Coelho, C.E.S. (Coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v.IV(C), p. 41-55.
- Mendonça, J.C.G.S., Campos, M., Braga, A.P.G., Souza, E.M., Favali, J.C., Leal, J.R.L.V. 1985. Jazida de urânio de Itataia, Ceará. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v.I, p.121-131.
- Milani, E.J., Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22(3):199-205.
- Milési, J.P., Ledru, P., Johan, V., Marcouse, E., Mougeot, R., Lerouge, C., Respaut, J.P., Sabaté, P. 1996. Hydrothermal and metamorphic events related to the gold mineralizations hosted within detrital sediments in the Jacobina basin (Bahia, Brazil). In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, 39, Salvador, *Anais*, 7:218-220 e 273-276.
- Milési, J.P., Egal, E., Ledru, P., Vernhet, Y., Thiéblemont, D., Cocherir A., Tegye, M., Martel-Jautin, B., Lagny, P. 1995. Les minéralisations du nord de la Guyane Française dans leur cadre géologique. *Chronique de la Recherche Minière*, 518:5-58.

- Minter, W.E.L. 1978. A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentration in proterozoic witwatersrand sediments. In: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*, Memoir of the Canadian Society of Petroleum Geology, 5:801-809.
- Minter, W.E.L., Renger F.E., Siegers, A. 1990. Early Proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, 85(5): 943-951.
- Misi, A. 1992. Geologia e gênese da fosforita de Irecê, Bahia. *Rev. Bras. Geociências*, 22(4):399-406.
- Misi, A., Iyer, S.S., Tassinari, C.C.G. 1996. Boquirá (2,5Ga) and Morro Agudo (0,65Ga) lead-zinc deposits, Brazil: New SEDEX Subtypes? In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 7:251-253.
- Misi, A., Iyer, S.S., Tassinari, C.C.G., Coelho, C.E.S., Kyle, J.R., Franca-Rocha, W.J.S., Gomes, A.S.R. 1999. Integrated studies and metallogenic evolution of the Proterozoic sediment-hosted Pb-Zn-Ag sulfide deposits of the São Francisco Craton, Brazil. In: Silva, M.G., Misi, A. (coords.), *Base Metal Deposits of Brazil*, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, 84-91.
- Misi, A., Kyle, I.R. 1994. Upper proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Journal of Sedim. Research*, 64(2):299-310.
- Misi, A., Silva, M.G. 1996. Chapada Diamantina Oriental-Bahia, Geologia e Depósitos Minerais. Superintendência de Geologia e Recursos Mineraiis-SGM, *Série Roteiros Geológicos*, Salvador, Bahia, 194 p.
- Misi, A., Viveros Sá, P.V.S., Lobato, L.M., Pedrosa Soares, A.C. 1993. Os recursos mineraiis do Cráton do São Francisco e seu contexto geotectônico. In: Dominguez, J.M.L., Misi, A. *O Cráton do São Francisco*, SBG, Salvador, 187-215.
- Misi, A., Tassinari, C.C.G., Iyer, S.S. 1997. New isotope data from the Proterozoic lead-zinc (Ag) sediment-hosted sulfide deposits of Brazil: implications for their metallogenic evolution. In: South-American Symp. on Isotope Geology, Campo do Jordão, *Ext. Abst.*, 201-203.
- Molinari, L. 1983. Mineralizações auríferas em Jacobina -BA- In: SBG/SME, Simpósio sobre mineralizações auríferas no Estado da Bahia, 1, Salvador, *Anais*, 26-31.
- Molinari, L., Scarpelli, W. 1988. Depósitos de ouro de Jacobina, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v. III, p.463-478.
- Möller, J.C., Batelochi, M., Akiti, Y., Sharratt, M., Borges, A.L. 2001. Geologia e caracterização dos recursos mineraiis de Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. In: Pinto C.P., Martins Neto M.A. (eds.) *Bacia do São Francisco – Geologia e recursos mineraiis*, SBG, Belo Horizonte, 199-234.
- Monteiro, H., Macedo, P.M., Moraes, A.A., Marchetto, C.M.L., Fanton, J.J., Magalhães, C.C. 1988. Depósito de ouro Cabaçal I, Mato Grosso. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, DNPM, Brasília, v.III, p. 535-545.
- Monteiro, L.V.S. 1997. *Contribuição à gênese das mineralizações de Zn da mina de Vazante, MG*. USP, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 159p.
- Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Grasa, R. 1996. Contribuição à gênese das mineralizações de Zn e Pb da mina de Vazante (MG). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 5:501-503.
- Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Spiro B., Graça, R., Oliveira, T.F. 1999. The Vazante Zinc Mine, Minas Gerais, Brazil: Constraints on Willemittic Mineralization and Fluid Evolution. *Explor. Mining Geol.*, 8(1/2):21-42.
- Montes, A.S.L., Montes M.L., Dardenne, M.A. 1981. A região de Jacobina, um paleorelevo ativo durante a sedimentação dos grupos Chapada Diamantina e Bambuí. In: SBG, Simpósio Cráton São Francisco e Faixas Marginais, 1, Salvador, *Anais*, p.79-86.
- Montes, M.L. 1977. *Os conglomerados diamantíferos da Chapada Diamantina, Bahia*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 102p.
- Moreira Neto, A.M., Amaral, A.J.R. 1997. Depósitos de fosfato do Nordeste oriental do Brasil. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v.IV(C), p.131-151.
- Morris, R.C., Horwitz, R.C. 1983. The origin of iron-formation-rich Hamersley Group of western Australia-deposition on a platform. *Precambrian Research*, 21:273-297.
- Morrone, M., Daemon, R.F. 1985. Jazida de urânio de Figueira, Paraná – In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, DNPM/CVRD, v.I, p.133-142.
- Moura, J.M. 1997. Depósitos de feldspato e mica de Pomarolli, Urucum e Golconda, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T., Coelho C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v.IV(B), p.363-371.
- Moura, M.A. 1998. *O maciço granítico Matupá e os depósitos de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia*. UnB, Brasília, Tese de Doutorado, 238p.
- Neder, R.D., Figueiredo, B.R., Beaudry, C., Collins C., Leite, J.A.D. 2000. The Expedito massive sulfide deposit, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geociências*, 30(2):222-225.
- Netto, A.C.T. 1977. Barita de Camamu: considerações sobre a gênese. *Bol. Tec. PETROBRAS*, 20(2):77-92.
- Netto, A.M. 1984. Contribuições à mineralogia, petrografia e metalogenia da jazida fósforo-uranífera de Itataia, Ceará, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 3:1424-1436.
- Nilson, A.A. 1981. *The nature of the Americano do Brasil mafic-ultramafic complex and associated sulfide mineralization*. Univ. Western Ontario, PhD Thesis, 460p.
- Nilson, A.A., Santos, M.M., Cuba, E.A. 1982. The nickel copper sulfide deposit in the Americano do Brasil mafic-ultramafic Complex, Goiás, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 12(1/3): 487-498.
- Nilson, A.A., Santos, M.M., Cuba, E.A. 1986. Jazida de níquel, cobre e cobalto de Americano do Brasil, Goiás. In: Schobbenhaus C. Coelho C.E.S. (Coords.), *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, V. II, p.257-273.
- Nilson, A.A., Gioia, S.M., Pimentel, M.M. 1997. Idade Sm-Nd do Complexo máfico-ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás, e características isotópicas das rochas gnáissicas encaixantes. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 6, Brasília, 2:643-645.
- Noce, C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.*, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 128p.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra do Carajás: redescrção e redefinição litoestratigráfica. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:177-197.
- Norcross, C., Davis, D.W., Spooner, E.T.C., Rust, A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precambrian Research*, 102:69-86.
- Nunes, A.R., Rego, J.L., Meireles, H.P., Tallarico, J.B.C., Silva, P.E.L., Siqueira, J.B., Stevanato, R., Ferreira, F.J.J. 2001. A descoberta do depósito Breves na Província Mineral de Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Anais*, CD-ROM.
- Oelofsen, B.W., Araújo, D.C. 1983. Paleoeological Implications of the Distribution of Mesosaurid Reptiles in the Permian Irati Sea (Parana Basin), South America. *Rev. Bras. Geociências*, 13(1):1-6.
- Oelofsen, B.W., Araujo, D.C. 1987. Mesosaurus tennidens and Stereosternum tumidum from the Permian Gondwana of both Southern Africa and South America. *South African Journal of Science*, 83:370-372.

- Ojeda, H.A.O. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Rev. Bras. Geociências*, **11**(4): 257-273.
- Oliveira, A.G., Fuzikawa K., Moura L.A.M., Raposo C. 1985. Província uranífera de Lagoa Real, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPm, Brasília, v.I, p.105-120.
- Oliveira, A.M. 1993. *Petrografia, estratigrafia, petroquímica e potencialidade para elementos do Grupo da Platina (EGP) do Complexo Barro Alto, na região de Goianésia, Goiás*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 86p.
- Oliveira, C.G., Queiroz, C.L., Pimentel, M.P. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás magmatic arc. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(2):219-221.
- Oliveira, C.G., Santos, R.V., Leonardos, O.H. 1995. Geologia e mineralização aurífera do greenstone belt Sapucaia, sudeste do Pará. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**:61-91.
- Oliveira, C.G., Tazava, E., Tallarico, F., Santos, R.V., Gomes, C. 1998. Gênese do depósito de Au-Cu-(U-ETR) de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p.137.
- Oliveira, E.P. 1989. Novos conceitos sobre as rochas máfico-ultramáficas cupríferas da mina Caraíba, Bahia. *Rev. Bras. Geociências*, **19**:449-461.
- Oliveira, E.P., Lafon, J.M. 1995. Age of ore-rich Caraíba and Medrado, Bahia, Brazil. In: SBGQ, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 5, Niterói, CD-ROM.
- Oliveira, E.P., Tarney, J. 1995. Genesis of the Precambrian copper-rich Caraíba hipersthenite-norite complex, Brazil. *Min. Deposita*, **30**:351-373.
- Oliveira, S.M.B., Trescases, J.J. 1980. Geoquímica da alteração supérgena das rochas ultramáficas de Santa Fé, Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, **10**(4):243-257.
- Oliveira, S.M.B., Trescases, J.J. 1982. Estudo mineralógico e geoquímico da laterita níquelífera de Niquelândia, GO. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, **3**:1183-1190.
- Oliveira, V.P. 1997. Depósito de magnetita de Santa Sé, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPm/CPRM, Brasília, v.IV(C), p. 235-242.
- Oliveira, V.P., Fragomeni, L.F.P., Bandeira, C.A. 1997. Depósitos de magnetita de Serra das Éguas, Brumado, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPm, Brasília, v.IV(C), p.219-234.
- Oliveira, G.G., Pimentel, M.M. 1998. Geology of the northern part of the Hidrolina Dome and Sm-Nd data for metavolcanic and granitoid rocks in the Campinorte region, Goiás, Central Brazil. In: 14th Int. Conf. on Basement Tectonics, Ouro Preto, Brazil, *Abstract*, 55-56.
- Oliveira, T.F. 1998. As minas de Vazante e Morro Agudo, Minas Gerais. In: Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros de Metais-Base, Salvador, CAPES-PADCT-ADIMB, 48-57.
- Olivo, G.R., Gauthier, M., Bardoux, M. 1994. Palladium gold from the Cauê iron mine, Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Magazine*, **58**:579-587.
- Olivo, G.R., Gauthier, M., Bardoux, M., Leão de Sá, E., Fonseca, J.T., Santana, F.C. 1995. Palladium bearing gold deposit hosted by Proterozoic Lake Superior-Type iron-formation at the Cauê iron mine, Itabira District, Southern São Francisco Craton, Brazil: geologic and structural controls. *Economic Geology*, **90**(1):118-134.
- Padilha, J.L., Laguna, A.M.G. 1981. Geologia dos granitos da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes-Goiás. In: SBG, Simpósio de Geologia Centro-Oeste, 1, Goiânia, *Ata*, 622-643.
- Palermo, M. 1996. *Le gisement aurifère précambrien de Posse (Goiás, Brésil) dans son cadre géologique*. ENSM, Paris, Tese de Doutorado, 180p.
- Pamplona, R.I., Nagao, M. 1981. Jazimentos de amianto crisotila da mina de Cana Brava, Goiás. In: *Principais Depósitos Minerais da Região Centro-Oeste*, DNPm, Goiânia, 76-137.
- Parente, C.V. 1995. *Géologie et paléogéographie d'une plateforme à évaporites et magnésite d'âge protérozoïque (2Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Ords dans la région d'Alencar (Ceará, Brésil)*. Univ. Nantes, França, Tese de Doutorado, 306p.
- Parente, C.V., Guillou, J.J., Arthaud, M.H. 1998. Geologia e paleogeografia dos depósitos de magnetita de idade proterozóica (2Ga) da região de Alencar (Ceará). In: SBG, Simpósio de Geologia Nordeste, 16, Recife, *Anais*, **2**:428-432.
- Pedrosa-Soares, A.C., Dardenne, M.A., Hasui, Y., Castro, F.D.C. 1994. *Mapa metalogenético de Minas Gerais, 1:1.000.000*, COMIG, Belo Horizonte.
- Pedrosa-Soares, A.C., Dardenne, M.A., Hasui, Y., Castro, F.D.C., Carvalho, M.V.A. 1994. *Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000*, COMIG, Belo Horizonte, 97p.
- Pedrosa-Soares, A.C., Faria, C.F., Reis, L.B. 1999. *The Minas-Bahia graphite Province, Eastern Brazil: mineralization controls and types*. In: EUG – European Union of Geosciences Congress, 10, Strasbourg, France (inédito).
- Pedrosa-Soares, A.C., Wiedemann, C.M., Fernandes, M.L.S., Faria, L.F., Ferreira, J.C.H. 1999. Geotectonic significance of the neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuai belt, eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Rev. Bras. Geociências*, **29**(1): 59-66.
- Pedroso, A.C., Schmaltz, W.H. 1986. Jazimentos de níquel laterítico de Niquelândia, Goiás. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C. E. S. (coord.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Brasília, DNPm/CVRD, v.II, p.307-314.
- Pereira, M.C., Galbiatti, H.F., Fonseca, M.A. 1999. Mineralização aurífera (Jacutinga) associada a fraturas em zonas transcorrentes, Mina Conceição, Itabira, MG. In: SBG, Simpósio de Geologia Centro-Oeste, 7, Brasília, *Bol. Resumos*, 75.
- Pereira, R.S. 2001. Técnicas exploratórias na prospecção de kimberlitos – estudo de caso. *Rev. Bras. Geociências*, **4**:405-416.
- Pfimer, A.A., Candia, M.A.F., Teixeira, M.A. 1981. Geologia e mineralizações de Níquel-Cobre-Cobalto dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e II. In: SBG, Simpósio de Geologia Centro-Oeste, 1, Goiânia, *Ata*, 495-516.
- Phillips, G.N., Myers, R., Palmer, J.A. 1987. Problem with the placer model for witwatersrand gold. *Geology*, **15**:1027-1030.
- Pimentel, M.M., Heamam, L., Fuck, R.A., Marini, O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321-335.
- Pimentel, M.M., Machado, M., Lobato, L.M. 1994. *U-Pb geochronology of the Lagoa Real uranium district, Brazil: implications for the age of the uranium mineralization*. (relatório inédito).
- Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, **81**:299-310.
- Pinheiro, R.V.L., Holdsworth, R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault system, Amazon region, Brazil. *Journ. Geologia Soc. London*, **154**:99-103.
- Pinho, F.E.C. 1996. *The origin of the Cabaçal Cu-Au deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil*. Univ. Western Ontario, Canadá, PhD Thesis, 211p.
- Pinho, F.E.C., Fyfe, W.S., Pinho, M.A.S.B. 1997. Early Proterozoic evolution of the Alto Jauru Greenstone Belt, Southern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geologia Review*, **39**:220-229.
- Pires, F.R.M. 1977. *Geologia do distrito manganífero de Conselheiro Lafaiete, MG*. UFRJ, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 344p.

- Pires, F.R.M. 1983. Manganese mineral parageneses at the Lafaiete District, MG, Brazil. *An. Acad. Brasil. Ciências*, **55**(3):272-285.
- Pires, F.R.M., Freitas, C.O., Palermo, N., Sarciá, M.N.G. 1983. Geologia e gênese dos depósitos de topázio do Distrito de Ouro Preto, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio de Geologia Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, *Anais*, 283-296.
- Pretorius, D.A. 1975. The depositional environment of the Witwatersrand gold fields: a chronological review of speculation and observations. *Min. Science in Engineering*, **7**(1):18-47.
- Priem H.N.A., Bom, E.H., Verdurmen E.A.T.H., Bettencourt J.S. 1989. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian craton), Brazil. *Jour. South Am. Earth Sci.*, **2**:163-170.
- Rao, A.B. 1973. Borborema metallogenetic province: a hydrothermal model. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, *Bol. Resumos* 1:22.
- Raposo, C., Ladeira, E.A. 1993. Litoquímica dos elementos terras raras de itabiritos da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SBG, Simpósio de Geologia Minas Gerais, 7, Belo Horizonte, *Anais*, 95-98.
- Raposo, F.O. 1995. *Formações ferríferas e metassedimentos químicos de áreas selecionadas do Quadrilátero Ferrífero e suas relações com níveis rudáceos*. Dissertação de Mestrado, UFMG, Belo Horizonte, 134p.
- Rebello, A.M.A., Camargo, P.E.N. 1982. Estudo comparativo da jazida uranifera de Figueira e dos indícios de Sapopema e Telemaco Borba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 5:2110-2123.
- Reinhardt, M.C., Davison, I. 1990. Structural and lithologic controls on gold deposition in the shear hosted Fazenda Brasileiro mine, Bahia State, northeast Brazil. *Economic Geology*, **85**:952-967.
- Reis, L.B. 1999. *Estudo de mineralização de grafita no extremo nordeste de Minas Gerais*. UFMG, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 87p.
- Reis, N.J., Fraga, L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu: caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 2:88-91.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, M.J., Groves, D.I., Reischl, J.L., Dorneles, H.T. 1999. The Camaquã Cu (Au, Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) mines of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. In: Silva, M.G., Misi, A. (eds.), *Base Metal Deposits of Brazil*, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, 54-63.
- Renger, F.E., Minter, W.E.L. 1986. Proterozoic placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. *Geocongress'86*, 21th Cong. Geol. South Africa, *Extended Abstracts*, 335-340.
- Renger, F.E., Noce, C.M., Romano, A.W. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas (500Ma de registro geológico), Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **2**:1-11.
- Renger, F.E., Silva, R.M.P., Suckam, V.E. 1988. Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*, 1:4-57.
- Requia, K., Fontboté, L. 2000. The Salobo Iron Oxide Copper-Gold Deposit, Carajás, Northern Brazil. In: Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, 225-236.
- Ribeiro, C.C. 1984. *Caractérisation sédimentologique et géochimique d'un milieu sédimentaire. Cas du Dévonien moyen et supérieur de la région de Paraiso do Norte-Miranorte. (Bassin de Maranhão, Goiás, Brésil)*. Univ. Nancy, França, Tese de Doutorado, 230p.
- Ribeiro, C.C., Dardenne, M.A. 1978. O Minério de ferro da Formação Pimenteiras na borda sul da Bacia do Maranhão, Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 4:1583-1595.
- Ribeiro-Rodrigues, L.C. 1998. *Gold in archaic banded iron-formation of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. The Cuiabá Mine*. Aachen University, PhD Thesis, 264p.
- Ribeiro-Rodrigues, L.C.R., Friedrich, G., Oliveira, C.G., Vieira, F.W.R., Biasi, E.E., Callegari, L.A. 1996. The BIF hosted Cuiabá gold deposit, Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil: characteristics, control and genesis. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 7:224-228.
- Richardson, S.V., Kesler, S.I., Essene, E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, **81**:1884-1898.
- Rigobello, A.E., Branquinho, J.A., Dantas, M.G.S., Oliveira, T.F., Neves Filho, W. 1988. Mina de zinco de Vazante. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v.III, p.101-110.
- Rios, F.J., Villas, R.N., Dall'Agnol, R. 1995a. O granito Serra dos Carajás: I. Fácies petrográficas e avaliação do potencial metalogenético para estanho no setor norte. *Rev. Bras. Geociências*, **25**(1):20-31.
- Rios, F.J., Villas, R.N., Dall'Agnol, R. 1995b. O granito Serra dos Carajás, Pará: II. Caracterização dos fluidos aquosos e alteração hidrotermal. *Rev. Bras. Geociências*, **20**(1):32-40.
- Rivalenti, G., Girardi, V.A.V., Sinigolffi, S., Rossi, A., Siena, F. 1982. The Niquelândia mafic-ultramafic complex of Central Brazil: petrological considerations. *Rev. Bras. Geociências*, **12**:380-391.
- Robert, F. 1996. *Tapajós Gold Project, Pará State, Brazil. Canada-Brazil Cooperation Project for Sustainable Development in the Mineral Sector* (CIDA Project 204/13886), Ottawa, 35 p. (inédito).
- Rodrigues, O.B., Kosuki, R., Coelho Filho, A. 1986. Distrito manganífero de Serra do Navio, Amapá. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, v.II, p. 167-175.
- Romagno, G., Costa, R.R. 1988. Jazida de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coord.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, v.III, p.83-90.
- Romano, A.W. 1989. *Evolution tectonique de la région nord-ouest du Quadrilatère Ferrifère, Minas Gerais, Brésil*. Univ. Nancy, Tese de Doutorado, 259p.
- Romano, A.W., Bertrand, J.M., Michard, A., Zimmermann, J.L. 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque Inférieur (orogénese transamazonienne, environ 2000Ma) au nord du Quadrilatère Ferrifère, (Minas Gerais, Brésil). *C.R. Acad. Sciences de Paris*, **313**:1195-1200.
- Ronchi, L.H., Lindenmayer, Z.G., Bastos Neto, A., Murta, C.R. 2000. O "stockwork" e a zonação do minério sulfetado no arenito inferior a Mina Uruguai-RS. In: Ronchi, L.H., Lobato, A.O.C. (eds.), *As Minas de Camaquã: um estudo multidisciplinar*, Unisinos, São Leopoldo, RS, 165-190.
- Ronchi, L.H., Touray, J.C., Michard, A., Dardenne, M.A. 1993. The Ribeira fluorite district southern Brazil: geological and geochemical (REE, Sm-Nd isotopes) characteristic. *Mineralium Deposita*, **28**:240-252.
- Ronzê, P.C., Soares, A.D.V., Santos, M.G.S., Barreira, C.F. 2000. Alemão Copper-Gold (U-REE) Deposit, Carajás, Brazil. In: Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, 1-12.
- Rosiére, C.A., Chemale, F., Guimarães, M.L.V. 1993. Um modelo para evolução microestrutural dos minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Parte I: Estruturas e recristalização. *Geonomos*, **1**(1):65-84.
- Rossi, P., Andrade, G.F., Cocherie, A. 1992. The 1,58 Ga type granite of Serra da Mesa (GO): an example of "NYF" fertile granite pegmatite. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Bol. Res. Expandidos*, 389-390.

- Rudowski, L. 1989. *Pétrologie et géochimie des granites transamazoniens de Campo Formoso e Carnaíba (Bahia, Brésil) et des phlogopites à émeraude associées*. Univ. Paris VI, Tese de Doutorado, 291p.
- Rudowski, L., Giuliani, G., Sabaté, P. 1987. Les phlogopites à émeraude au voisinage des granites de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil): un exemple de minéralisation protérozoïque à Be, Mo et W dans les ultrabásiques métasomatées. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**(11):1129-1134.
- Sabaté, P., Marinho, M.M., Vidal, P., Coen-Vachette. 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology*, **83**:325-338.
- Sad, A.R., Campolino, A., Costa, A., Maia de Lima, F.R.T., Carvalho R.S. 1997. Depósito de Potássio de Fazendinha, Nova Olinda do Norte, Amazonas. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM-CPRM, v.IV(C), p.257-276.
- Sad, A.R., Lima, F.R.T., Wolf, F., Soares, J.M., Carvalho, R.S. 1982. Depósito Potássífero da Fazendinha-Bacia do Médio Amazonas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, **3**:1086-1099.
- Sões, G.S. 1999. *Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1,2-1,0Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 135p.
- Sões, G.S., Pinho, F.E.C., Leite, J.A.D. 1991. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio no sul do Cráton Amazônico e suas mineralizações auríferas. In: SBG, Simpósio de Geologia Centro-Oeste, 3, Cuiabá, *Anais*, 37-47.
- Sales, M.A.S. 1998. *The geological setting of the Lamego banded-iron-formation-hosted gold deposit, Quadrilátero Ferrífero District, Minas Gerais, Brazil*. Univ. of Queen, Canada, PhD Thesis, 183p.
- Salim, J. 1993. *Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la mine de Brejuí, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil*, Univ. Louvain, Tese de Doutorado, 272p.
- Sallet, R. 1988. *Etude pétrologique et métallogénétique d'un secteur du district à fluorine de Santa Catarina, Brésil. Les granitoides précambriens monzonitiques source probable de la fluorine filonienne post-jurassique*. Univ. Paris VI, Tese de Doutorado, 233p.
- Sampaio, D.R., Costa, E.D.A., Araújo Neto, M.C. 1994. Diamantes e carbonados do alto Paraguaçu: geologia e potencialidade econômica. CBPM, *Série Arquivos Abertos*, 8, Salvador, 23p.
- Sampaio, D.R., Lima, R.F.F.F., Moreira, J.F.C. 1986. Os depósitos de ferro, titânio e vanádio de Campo Alegre de Lourdes, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM-CVRD, Brasília, v.II, p.481-491.
- Santos, E.L., Maciel, L.A.C., Zir Filho, J.A., 1998. *Distritos mineiros do Rio Grande do Sul*. Programa Nacional de Distritos Mineiros, DNPM, Porto Alegre, 35 p.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., Mcnaughton, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**(3/4):278-299.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Santos, J.O.S., Reis, N.J., Hartmann, L. A, McNaughton, N., Fletcher, I. 1999. Associação anortositó-chnockito-rapakivi no Calimianio do norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: evidências da geocronologia U-Pb (shrimp) em zircão e baddeleyita. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, 502-505.
- Santos, L.C.S., Anacleto, R. 1985. Jazida de Urânio de Espinharas, Paraíba. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Brasília, DNPM/CVRD, v.I, p.143-155.
- Santos, M.D., Leonardos, O.H., Foster, R.P., Fallick, A.E. 1998. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **28**(3): 327-338.
- Santos, O.M., Vitorasso, E.C.L., Silva, R.M., Guerra, H.R.M., Chaves, J.J., Mantovani, T.J., Silva, R.A., Kalil Jr., A.R., Santos, V.A.M., Navarro, L.A.G., Pena, L.S.T. 1988. Mina de ouro de Fazenda Brasileiro, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v.III, p.431-444.
- Santos, R.V. 1988. *Geologia e geoquímica do depósito de fluorita do complexo alcalino-carbonatítico de Mato Preto, Paraná*. Dissertação de Mestrado, UnB, Brasília, 144p.
- Savi, C.N. 1980. *Gênese e controle das mineralizações de fluorita da região de Criciúma-SC*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 112p.
- Savi, C.N., Dardenne, M.A. 1980. Zonação, paragênese e controles da mineralização de fluorita do filão 2ª Linha Torrens, município do Morro da Fumaça Santa Catarina. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, **3**:1743-1757.
- Scarpelli, W. 1966. *Aspectos genéticos e metamórficos das rochas do Distrito de Serra do Navio*. DGM/DNPM, Rio de Janeiro, Avulso 41, 37-55.
- Scarpelli, W. 1991. Precambrian auriferous quartz-pebble conglomerates in Brazil. In: *Gisements alluviaux d'or*, La Paz, 261-273.
- Schiker, G., Biondi, J.C. 1996. Processos mineralizadores em bacias tardi-orogênicas: 2 – petrologia do depósito de Pb, Zn, Ag (Cu) de Ribeirão da Prata (Santa Catarina, Brasil). *Rev. Bras. Geociências*, **26**(4):227-242.
- Schmitt, J.C.C., Camatti, C., Barcellos, R.C. 1991. Depósitos de amestista e ágata no estado do Rio Grande do Sul. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, v.IV(A), p.271-285.
- Schneider, R.L., Mullmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.S.F., Nogueira, A.A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais*, 1:41-66.
- Schobbenhaus, C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Rev. Bras. Geociências*, **26**(4):265-276.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil*, MME- DNPM, Brasília, 501p.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Lark, A., Baumann, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário de Camboriú, *Anais*, 2:395-397.
- Schobbenhaus, C., Ribeiro, C.L., Oliva, L.A., Takanohashi, J.T., Lindenmayer, Z.G., Vasconcelos, J.B., Orlandi, V. 1975. *Folha Goiás (SD-22). Texto Explicativo, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, DNPM, Brasília, 112 p.
- Schobbenhaus, C. 1972a. *Geologia da Serra do Espinhaço entre Porteira e Monte Azul, norte de Minas Gerais*. Relat. SUDENE/Div. Geologia, Recife, 19p. (inédito)
- Schobbenhaus, C. 1972b. *Estudo geoeconômico preliminar do depósito de ferro do Rio Peixe Bravo, norte de Minas Gerais*. Recife, SUDENE, Div. Geologia, Série Geologia Econômica, 8, 36p.
- Schobbenhaus, C. 1984. Distribution of Mineral Deposits through Geologic Time in Brazil. In: International Geologic Congress, 27, Moscow, *Abstracts*, **6**(12):289.
- Schobbenhaus, C. 1993. *O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste*, Universität Freiburg, Alemanha, Tese de Doutorado, 166p.
- Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S., Armesto, R.C.G.(coords.) 1985. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. I, 187 p.

- Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.) 1986. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. II, 501 p.
- Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Coord.) 1988. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. III, 670 p.
- Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.) 1991. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. IV(A), 461 p.
- Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.) 1997a. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. IV(B), 627 p.
- Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.) 1997b. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. IV(C), 634 p.
- Schrank A., Oliveira, F.R., Toledo, C.L.B., Abreu, F.R. 1996. The Nature of hydrodynamic gold deposits related to Archean Rio das Velhas greenstone belt and overlying Paleoproterozoic Minas basin. In: SBG, *Symp. Archean Terranes of South America Platform*, Brasília, Ext. Abstracts, 60-61.
- Sial, A.N., Costa, M.L., Macambira, J.B., Guedes, S.C. 1999. Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos de BIFs de testemunhos de sondagem na Serra dos Carajás, Amazônia, Brasil. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus, *Bol. Res. Expandidos*, 335-338.
- Sighinolfi, G.P., Girardi, V.A.V., Rivalenti, G., Sighinolfi, S., Rossi, A. 1983. PGE, Au and Ag distribution in the Precambrian Niquelândia Complex, Central Goiás, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **13**(1):52-55.
- Sillitoe, R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster, R.P. (Ed.), *Gold Metallogeny and Exploration*, Glasgow, Blackie and Son Ltd., 165-209.
- Silva, A.B., Liberal, G.S., Grossi, Sad, J.H., Issa Filho, A., Rodrigues, C.S., Riffel, B.F. 1988. Geologia e petrologia do Complexo Angico dos Dias (Bahia, Brasil): uma associação carbonática pré-cambriana. *Geochimica Brasilienses*, **2**(1):81-108.
- Silva, A.B., Liberal, G.S., Riffel, B.F., Issa Filho, A. 1997. Depósito de fosfato de Angico dos Dias, Campo Alegre de Lourdes, Bahia. In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM-CPRM, Brasília, v. IV(C), p.123-130.
- Silva, C.M.G., Villas, R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Rev. Bras. Geociências*, **28**(3): 315-326.
- Silva, D.C., Felipe, R.S., Pontes, J.B. 1981. Notas sobre as ocorrências de fluorita do Vale do Ribeira – PR. In: SBG, *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 3, Curitiba, *Atas*, **1**:1-35.
- Silva, M.G., Coelho, C.E.S., Teixeira, J.B.G., Silva, R.A., Orlandi, P.H. 2001. Geologia das mineralizações auríferas do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, com ênfase no depósito de Fazenda Brasileira. In: DNPM/ADIMB – *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*, Brasília, 141-212.
- Silva, M.R.R., Dantas, J.R.A. 1997. Província pegmatítica da Borborema-Seridó, Paraíba e Rio Grande do Norte. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T., Coelho C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. IV(B), p.441-467.
- Silva, W. L., Legrand, J. M. 1996. Termobarometria no depósito aurífero São Francisco (RN): Evolução metamórfica e caracterização P-T da mineralização. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, *Anais*, **3**:346-349.
- Silva, C.R., Rizzoto, G.J. 1994. Província aurífera Guaporé. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú, *Anais*, **1**:323-325.
- Silva, M.A.M. 1988. Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: ambiente de deposição e história diagenética. *Bol. Geociências PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **2**(1):53-63.
- Silva, M.A.S., Camozzato, E., Krebs, A.S.J., Silva, L.C. 1986. Depósito de wolframita de Cerro da Catinga, Nova Trento, Santa Catarina. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. II, p.417-426.
- Silva, M.G. 1992. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Rev. Bras. Geociências*, **22**(2):157-166.
- Silva, M.G., Cunha, J.C. 1999. Greenstone belts and equivalent volcano-sedimentary sequences of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geology and mineral potential. In: Silva, M.G., Misi, A. (eds.), *Base Metal Deposits of Brazil*, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, 92-99.
- Soares, A.D.V., Macambira, M.J.B., Santos, M.G.S., Vieira, E.A.P., Masotti, F.S., Souza, C.I.J. Padilha, J.L., Magni, M.C.V. 2001. Depósito Cu (Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares). In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, *Anais*, CD-ROM.
- Soares, A.D.V., Ronzê, P.C., Santos, M.G.S., Leal, E.D.L., Barreira, C.F. 1999. Geologia e mineralizações do depósito Cu-Au Alemão, Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus, *Anais*, 144-147.
- Soares, A.D.V., Santos, A.B., Vieira, E.A., Bella, V.M., Martins, L.P.B. 1994. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4, Belém, *Anais*, 379-382.
- Soares, P.C., Perdoncini, L.C. 1999. Incerteza e combinação de evidências: a questão dos diamantes do Rio Tibagi (PR). *Rev. Bras. Geociências*, **29**(3):307-312.
- Souza, C.S. 1999. *Gênese e controle do depósito aurífero de Lagoa Seca, Greenstone Belt de Andorinhas, Rio Maria, PA*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 155p.
- Souza, J.L. 1990. Mineralogia e geologia da jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais. *Rev. Escola de Minas*, **43**:31-50.
- Souza, J.L. 1991. A jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(A), p.223-242.
- Souza, J.L., Mendes, J.C., da Silveira Bello, R.M., Svisero, D.P., Valarelli, J.V. 1992. Petrographic and microthermometrical studies of emeralds in the "Garimpo" of Capoeirana, Nova Era, Minas Gerais State, Brazil. *Mineralium Deposita*, **27**:161-168.
- Souza, L.H., Vieira, E.A.P. 2000. Salobo 3 Alpha Deposit: Geology and Mineralisation. In: Porter T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, 213-224.
- Souza, N.B. 1988. Principais depósitos de ouro do Estado de Mato Grosso. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, *Anais*, **1**:116-129.
- Souza, N.B. 1991. Depósitos diamantíferos de Poxoréo, Mato Grosso. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T., Coelho C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Gemas e Rochas Ornamentais, DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(A), p.149-154.
- Souza, Z.S. 1994. *Geologia e petrogênese do greenstone belt Identidade: Implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-greenstone de Rio Maria*, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 635p.
- Sparrenberger, I., Tassinari, C.C.G. 1999. Subprovíncia do Rio Paraná (GO): um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita. *Rev. Bras. Geociências*, **29**(3):405-414.
- Spier, C.A., Ferreira Filho, CF. 1999. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **29**(2):173-178.
- Spier, C.A., Ferreira Filho, C.F. 2001. The Chromite Deposits of the Bacuri Mafic-Ultramafic Layered Complex, Guyana Shield, Amapá State, Brazil. *Economic Geology*, **96**:817-835.
- Suguió, K., Svisero, D.P., Felitti, W. 1979. Conglomerados polimícticos diamantíferos de idade cretácea de Romaria (MG): um exemplo de sedimentação de leques aluviais. In: SBG, *Simpósio Geologia de Minas Gerais*, 2, Belo Horizonte, *Anais*, 217-229.

- Suita, M.T.F. 1988. *Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados*. Pará. UnB, Brasília Dissertação de Mestrado, 83p.
- Suita, M.T.F. 1996. *Geoquímica e metalogénia de elementos do grupo da platina EPG + Au) em complexos máfico-ultramáficos do Brasil: critérios e guias com ênfase no complexo máfico-ultramáfico acamadado de alto grau de Barro Alto (CBA, Goiás)*. UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 525p.
- Suita, M.T.F., Nilson, A.A. 1991. O depósito de cromita estratiforme do Complexo de Luanga, Província Carajás, Pará. Aspectos Geoquímicos. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 3, São Paulo, Resumos, 203-206.
- Suszczynski, E.F. 1975. *Os recursos minerais e potenciais do Brasil e sua metalogénia*. Livraria Interciência Ltda, Rio de Janeiro, 525p.
- Svisero, D.P., Meyer, H.D.A., Haralyi, N.L.E., Hasui, Y. 1984. A note on the geology of some Brazilian kimberlites. *J. Geol.*, **92**:331-338.
- Szatmari, P., Carvalho, R.S., Simões, I.A. 1979. A Comparison of Evaporite Facies in the Late Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic Salt Basins. *Economic Geology*, **74**(2):432-447.
- Tallarico, F.H.B. 2002. *O cinturão Cupro-Aurífero de Carajás, Brazil*. UNICAMP, Campinas. Exame de qualificação de Doutorado,
- Tallarico, F.H.B., Coimbra, C.R., Costa, C.H.C. 2000. The Serra Leste sediment-hosted Au-(Pd-Pt) mineralization, Carajás Province, Brazil: *Rev. Bras. Geociências*, **30**(2):226-229.
- Tallarico, F.H.B., Oliveira, C.G., Figueiredo, B.R. 2000. The Igarapé Bahia primary Cu-Au mineralization, Carajás Province, Brazil: a descriptive model and genetic considerations. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(2):230-236.
- Tardy, Y. 1993. *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, 459p.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, M.C., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 19-40.
- Tassinari, C.C.G., Mellito, K.M. 1994. The time-bound characteristics of gold deposits in Brazil and their tectonic implications. *Comunicaciones*, **45**:45-54.
- Tassinari, C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tazava, E., Oliveira, C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In: Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp. 203-212.
- Tazava, E. 1999. *Mineralização de Au-Cu-(ETR + U) associada às brechas hidrotermais do depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Ouro Preto, UFOP, Dissertação de Mestrado, 81p.
- Teixeira, J.B.G. 1994. *Geochemistry, petrology and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil*. Univ. Pennsylvania, PhD Thesis, 175p.
- Teixeira, J.B.G., Kishida A., Marimon M.P.C., Xavier R.P., McReath I. 1990. The Fazenda Brasileiro gold deposit, Bahia: geology, hydrothermal alteration and fluid inclusion studies. *Economic Geology*, **85**:990-1009.
- Teixeira, J.B.G., Souza, J.A.B., Silva, M.G., Leite, C.M.M., Barbosa, J.S.F., Coelho, C.E.S., Abram, M.B., Filho, V.M.C., Iyer, S.S.S. 2001. Gold mineralization in the Serra de Jacobina region, Bahia Brazil: tectonic framework and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**:332-344.
- Teixeira, N. 1996. *Geologia, petrologia e implicações prospectivas da província kimberlítica de Juína (MT)*. UnB, Brasília, Exame de Qualificação, 84p.
- Teixeira, N.A., Gaspar, J.C., Brenner, T.L., Cheney, J.T., Marchetto, C.M.L. 1987. Geologia e implicações geotectônicas do greenstone belt do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas-MG). *Rev. Bras. Geociências*, **17**:209-220.
- Teixeira, W. 1985. *A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- Teixeira, W., Gonzalez, M. 1988. Minas de Camaquã, município de Caçapava do sul, RS. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNP, Brasília, v. III, p.33-41.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227.
- Thomson, M.L., Fyfe, W.S. 1990. The Crixás gold deposit, Brazil: thrust-related postpeak metamorphic gold mineralization of possible Brasiliano Cycle age. *Economic Geology*, **85**:928-942.
- Tolbert, G.E., Tremaine, J.W., Melcher, G.C., Gomes, C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposit, northern Brazil. *Economic Geology*, **66**:985-994.
- Tompkins, L.A., Gonzaga, G.M. 1989. Diamonds in Brazil and proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **84**:591-602.
- Torezan, M.J., Vanuzzi, A.L. 1997. Depósitos de minerais pesados do litoral dos estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo e Bahia. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Brasília, DNP/CPRM, v. IV(C), p.599-609.
- Trendall, A.F. 1983. The Hamersley Basin. In: Trendall, A.F., Morris, R.C. (Eds.), *Iron-Formation: Facts and Problems*, Elsevier, 69-129.
- Trescases, J.J., Oliveira, S.M.B. 1978. Alteração dos serpentinitos de Morro do Níquel (MG). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **4**:1655-1669.
- Trompette, R., Alvarenga, C.J.S., Walde, D.H.G. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil): Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Jour. South Am. Earth Sciences*, **11**(6):587-597.
- Truckenbrodt, W., Kotschoubey, B. 1981. Argila de Belterra, Cobertura Terciária das Bauxitas Amazônicas. *Rev. Bras. Geociências*, **11**(3):203-208.
- Turpin, L., Marnejo, P., Cuney, M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, South Bahia, Brazil). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**:139-147.
- Uhlein, A. 1982. *Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região de Serro (MG)*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 189p.
- Uhlein, A., Assis, L.C., Dardenne, M.A. 1983. As mineralizações de ouro e cromita da seqüência vulcano-sedimentar de Serro (MG). In: SBG, Simpósio de Geologia Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, *Anais*, 306-320.
- Uhlein, A., Chaves, M.S.C., Dossin, I.A. 1986. Recursos minerais da Serra do Espinhaço Meridional (MG): uma síntese baseada no contexto litoestratigráfico regional. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, **5**:2453-2464.
- Ulbrich, H.H.G.J., Gomes, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. A review. *Earth-Science Reviews*, **17**(1-2):135-154.
- Valarelli, J.V., Bernadelli, A.L., Beisiegel, R.W. 1978. Aspectos genéticos do minério de manganês do Azul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **4**:1670-1679.
- Valarelli, J.V., Coutinho, J.M.V., Bello, R.M.S. 1978. Metamorfismo de Buritirama, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **3**:1357-1363.

- Van Decar, J.C., James, D.E., Assumpção, M. 1995. Seismic evidence of a fossil plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, **378**:25-31.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinsky, M., Fetter, A., Dantas, E.L. 1995. Neoproterozoic and late mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil. *In: SBG, Simpósio de Geologia Nordeste*, 16, Recife, *Atas*, 391-393.
- Veiga, A.T.C. 1988. Geologia da província aurífera do Cassiporé, Amapá. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém, *Anais*, 3:135-146.
- Veiga, A.T.C. 1988. Mina de ouro de Novo Planeta, Alta Floresta, Mato Grosso. *In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. III, p.569-574.
- Veiga, A.T.C. 1991. *Significado paleoambiental e econômico dos aluviões auríferos e estaníferos da Amazônia*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 111p.
- Veiga, A.T.C., Dardenne, M.A., Salomão, E.P. 1988. Geologia dos aluviões auríferos e estaníferos da Amazônia. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, **1**:164-177.
- Veigel, R. 1989. *Evolução diagenética e mineralização Cu-Pb-Zn dos Red Beds do distrito de Camaquã, RS*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 185p.
- Veigel, R., Dardenne, M.A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas de evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito Camaquã, RS. *Rev. Bras. Geociências*, **20**:55-67.
- Vial, D.S. 1988. Mina de ouro de Passagem, Mariana, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. III, p.421-430.
- Vieira, F.W.R. 1987a. Novo contexto geológico para a mina de ouro de Raposos. *In: SBG, Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 4, Belo Horizonte, *Anais*, **7**:347-357.
- Vieira, F.W.R. 1987b. Gênese das mineralizações auríferas da mina de Raposos. *In: SBG, Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 4, Belo Horizonte, *Anais*, **7**:358-368.
- Vieira, F.W.R. 1988. Processos epigenéticos na formação dos depósitos auríferos e zonas de alteração hidrotermal do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, *Anais*, **1**:76-86.
- Vieira, F.W.R. 1991. Textures and process of hydrothermal alteration and mineralization in the Nova Lima Group, Minas Gerais, Brazil. *In: Ladeira, E.A. (ed.), Brazil Gold'91*, Balkema, 319-325.
- Vieira, F.W.R., Oliveira, G.A.I. 1988. Geologia do distrito aurífero Nova Lima, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. III, p.377-391.
- Vilela, O.V. 1986. As jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais. *In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v. III, p.111-120.
- Vilela, O.V., Laguna, A.G.M., Santos, O.M. 1983. Prospecção e geologia da jazida de minério de ferro de Morro do Pilar, M.G. *In: SBG, Simpósio Geologia de Minas Gerais*, 2, Belo Horizonte, *Anais*, 321-332.
- Vilela, O.V., Santos, O.M. 1983. Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, M.G. *In: SBG, Simpósio Geologia de Minas Gerais*, 2, Belo Horizonte, *Anais*, 333-346.
- Villaça, J.N. 1981. Alguns aspectos sedimentares da Fm. Moeda. *SBG, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, Bol. n°1*, 93-137.
- Villaça, J.N., Moura, L.A.M. 1981. Uranium in Precambrian Moeda Formation, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Paper* 1161:1-14.
- Villaça, J.N., Moura, L.A.M. 1985. O urânio e o ouro da Formação Moeda, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM-CVRD, v. I, p.177-187.
- Villas, R.N., Galarza, M.A., Almada, M.C., Viana, A.S., Ronzê, P. 2001. Geologia do depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará. *In: DNPM/ADIMB – Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*, Brasília, pp. 213-240.
- Villas, R.N., Santos, M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**:300-331.
- Vinchon, C. 1989. Nouvelles hypothèses sur les contrôles sédimentologiques des gîtes aurifères dans les séries grésos - conglomératiques du Witwatersrand (Afrique du Sud), du Tarkwaïen (Afrique de l'Ouest) e de L'Orapu (Guyane Française). *Chron. Rech. Min.*, **497**:115-130.
- Walde, D.H.G., Gierth, E., Leonardos, O.H. 1981. Stratigraphy and mineralogy of the manganese ores of Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Geol. Rundschau*, **70**:1077-1085.
- Weska, R.K. 1996. *Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso*. USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 219p.
- Weska, R.K., Svisero, D.P., Leonardos, O.H., 1997. Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso. *In: UFMT, Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*, 2, Cuiabá, Programa, Resumos, Palestra e Roteiro de Excursão, *Publicação Especial* **3**:35-36.
- White, M.G. 1956. Uranium in the Serra da Jacobina, state of Bahia, Brazil. U.N. *In: Intern. Conf. Peaceful Uses of Atomic Energy*, Geneva, *Proceedings*, **6**:140-142.
- Winge, M. 1995. Idade da Supersuite Americano do Brasil. Goiás. *In: SBG, Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 5, Goiânia, *Anais*, 99-101.
- Wirth, K.R., Gibbs, A.K., Olszewski Jr., W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite-Pará (Brazil). *Rev. Bras. Geociências*, **16**:195-200.
- Yamaoka, W.N., Araújo, E.M. 1988. Depósito de ouro de Mina III, Crixás, Goiás. *In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.), Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, Brasília, v. III, p.491-498.
- Young, G.M. 1988. Proterozoic plate *Tectonics*, glaciation and iron-formations. *Sedim. Geology*, **58**:127-144.
- Zang, W., Fyfe, W.S. 1993. A three stage genetic model for the Igarapé Bahia lateritic gold deposit, Carajás, Brazil. *Economic Geology*, **88**:1768-1779.

Nota Biográfica dos Autores



Marcel Auguste Dardenne. Na Universidade de Paris VI obteve o seu diploma de geólogo (1964), o de *Docteur de 3.º Cycle* (1967) e o de *Docteur ès Sciences d'État* (1979). Atualmente é Professor Titular do Instituto de Geociências da UnB e Pesquisador 1-A do CNPq. Pesquisa

temas de geologia regional, além de variados assuntos de Geologia Econômica. Participou como colaborador da elaboração de diversos livros e mapas relativos à geologia e metalogenia do Brasil. Atualmente, dedica-se a elaboração de livros didáticos e científicos.

E-mail: dardenne@tba.com.br



Carlos Schobbenhaus. Geólogo (UFRGS, 1964), doutor pela Albert-Ludwigs Universität, Freiburg, RFA (1993). Executou pela SUDENE mapeamento geológico na BA e em MG (1965–1971). Contratado em 1972 pela CPRM, ingressou em seguida no DNPM, onde foi chefe da Seção de Cartografia Geológica e

da Divisão de Geologia e Pesquisa Mineral. Atualmente, é chefe do Departamento de Geologia da CPRM e secretário-geral para a América do Sul da *Commission for the Geological Map of the World*. A Sociedade Brasileira de Geologia concedeu-lhe a Medalha de Ouro *Orville Derby* por sua contribuição ao conhecimento geológico do território brasileiro e a Sociedade Brasileira de Cartografia outorgou-lhe a comenda de oficial da Ordem do Mérito Cartográfico.

E-mail: schobben@df.cprm.gov.br

Capítulo VIII

Metalogenia Quantitativa do Brasil: Base de Conhecimento, Métodos e Exemplos

Quantitative Metalogeny of Brazil: Data Basis, Methods and Examples

Franciscus Jacobus Baars¹, Gerson Manoel Muniz de Matos¹, Maísa Bastos Abram¹, Maria Angélica Barreto Ramos¹, Reginaldo Leão Neto¹, Marcos Luiz do E.S. Quadros¹, João Henrique Gonçalves¹, Luiz Gilberto Dall'Igna¹, Adeilson A. Wanderley¹, Antonio M. Vasconcelos¹, Edesio M. Buenano Macambira¹, Emílio Lenine Catunda da Cruz¹, Gilberto Emílio Ramgrab¹, Gilmar José Rizzotto¹, João Pedreira das Neves¹, José Domingos Alves de Jesus¹, Júlio de Resende Nesi¹, Liliâne Lavoura Bueno Sachs¹, Luiz Antonio Chierigati¹, Marcia Zucchetti¹, Marco Antonio Oliveira¹, Maria Telma Lins Faraco¹, Marília Kosin¹, Orivaldo Ferreira Baltazar¹, Ricardo Gallart de Menezes¹, Sérgio Luiz Martini¹, Carlos Augusto Silva Leite¹, Vilmário Antunes da Silva¹, Vinícius José de Castro Paes¹, Washington de Jesus Sant'Anna da Franca Rocha², Marcos Antonio Soares Monteiro¹

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil

² Universidade Estadual de Feira de Santana

Summary

This contribution is part of an attempt to quantify the mineral potential in Brazil, where the widely varied geological characteristics attest to a rich mineral endowment which contrasts the sum of the mineral production constituting some 2% of Gross Domestic Product. The approach adopted herein comprised of an evaluation of the public-domain knowledge base of Brazilian mineral deposits followed by description and application of computational methods of quantitative modelling. As a result, a review of the quality of the available data and a classification system for mineral deposits are provided, as well as relative probability maps for the presence of selected mineral deposit types.

The knowledge base of mineral resources of Brazil used was the recently published metallic and gem mineral-resource database and the energy and industrial mineral-resource database of Brazil in the DVD accompanying this volume. Three factors that act directly on the quality control and therefore on the probability of discovery of new mineralisations are analysed. First, the precision of the cadastral data and descriptive geological data of the mineral deposits is important to guarantee the quality of direct evidence for mineralisation that may be subject to metallogenic classification. This has been the focus of the efforts to constitute the mineral-resource maps and database of Brazil, Geobank® 2001 (Bizzi et al. 2001a, b). Some 31.000 registers of mineral occurrences and deposits have been included into the database, prioritising only a few cadastral and descriptive parameters.

Second, the precision of location data varies from that surveyed by differential Global Positioning System (GPS) to 20 km for transferred from 1:2.500.000-scale maps. These error haloes describe a circle of probability of location of each mineral-resource register. For the present database, the error margin varies around 300 to 2000 m, with the exception of some 20% of the data, surveyed by manual GPS, where location precision is some 100 m.

Third, the organisation and quality control of the mineral data, for example the consistency of lithostratigraphic context, is a medium- to long-term exercise. At present it is sufficient for representation at a 1:1.000.000 scale but insufficient for its use in quantitative probability analysis. In addition, a vast archive geophysical, geochemical and spectral surveys will eventually serve as indirect evidence for the presence of mineralisation signatures.

As the data are surveyed and refined, the mineral-resource registers are classified in terms of metallogenic models. The reference database of mineral deposit models is presented here, being appropriate to the Brazilian universe of mineral deposits and facilitating comparison with a worldwide descriptive universe. This matrix serves as a classification system for known deposits as well as a reference base for geological mineralisation conditions. In each case, the mineral-deposit model is used to quantitatively interrogate the geological knowledge base.

The metallogenic classification matrix unites geological attributes understood as critical conditioning factors for mineralisation. A mineral deposit that displays the necessary ubiquitous factors can be classified according to that deposit model. The reference base refers to mineral deposits that may be represented in Brazil and serves as the basis for metallogeny in Brazil. The parameters that are prioritised include geotectonic and lithologic contexts of mineralisation, geological and structural mineralisation environment, mineralogical transformations associated with mineralisation, and geologic and geochronologic characteristics of ore. Each parameter is detailed in terms of specific attributes.

A subset of some 15% of the universe of Brazilian mineral resources has been selected for at least initial characterisation of essential descriptive parameters, as well as metallogenic association and principal geochemical association. This permits their use to represent the main mineral provinces of the country but not as weights of evidence to ponder specific potential models of geologic terranes. Tectonic complexities such as superimposed environments and other aspects regarding data accuracy have been used with the new and improved datasets but are not discussed in detail here because it is considered to be beyond the scope of this contribution. Only those critical attributes actually used in the models are specified and contemplated. The full matrix will be the subject of independent publication.

The Brazilian Geological Survey's first-edition metallogenic classification system introduced herein is based on a single system of mineralisation modelling and is based on twelve tables referenced to similar systems internationally. The basis for development is the system of Cox and Singer (1992) and Stoesser and Heran (2000), both of which proved to be wholly inadequate for the universe of Brazilian deposits. In developing the system, the descriptive typology of the mineral deposits is prioritised, before genetic or indirect evidence such as exploratory aspects and economic features. Deposit models have been developed to describe special attributes of each class while the type deposit is used as an example and derives from the type locality. This separation is essential to the approach used here and precludes confusion that may arise from limited knowledge of location-specific deposit model descriptions.

GIS methods of quantitative metallogenic analyses allowed for the simultaneous visualisation of databases and multithematic maps, statistical analysis and spatial analysis of these themes. Of the latter, Boolean, Baysean probability and fuzzy logic were employed for the examples developed in Brazil on the assumption that the probability of the presence of a given mineral commodity is the function of a set of critical geological conditioning factors, behaving naturally independent of one another. To the extent that these factors can be mapped, the presence or absence of that mineral commodity becomes statistically and therefore quantitatively predictable.

The data in the DVD enclosed are organised and obey the basic precepts of cartographic precision and topological inter-relationships such as non-intersection, adjacency, contiguous presence, equality, intersection and overlap. GIS modelling thus becomes possible, the quality of the modelling being related to data quality and not map scale. In this contribution the GIS tool, by way of the ArcSDM extension for the ArcView® 3.2a program, was employed to produce probability maps of mineralisation favourability in selected terrains and for selected deposit models.

This Metallogenic Modelling exercise for Brazil is based on the aforementioned concepts, databases and techniques for selected deposit models, covering a wide variety, in loosely defined tectonic provinces. The results of the application of geological and tectonic classifications are evaluated in the light of the favourable evidence. The detailed analyses of each model are illustrated by a table displaying the deposit-model criteria, a favourability map and a flowchart diagram of the fuzzy logic operations performed to reflect the conditions of the deposit model. Being essentially for visual consultation, they are not discussed in detail in the text and the reader is referred to the diagrams and tables.

The models selected herein include polymetallic volcanogenic massive sulphide – VMS – deposits (Franklin et al. 1999), tested for the region of the Amazon Craton, the Araguaia–Paraguay and Brasília Belt (the lato sensu Tocantins Province) and the São Francisco Craton and Supergroup. Cupro-auriferous deposits associated with iron-oxide systems – iron-oxide copper-gold, IOCG (Hitzman, 2001) – are modelled for the environment of the Amazon Craton, where they are currently understood to occur. This model is still unsatisfactorily consolidated in the literature in terms of its typological and metallogenic parameters. Mesothermal

auriferous deposits hosted in banded iron formation (Groves and Goldfarb, 2002; Lobato et al. 2002) are studied for the area of the São Francisco Craton. The deposit model, although considering general volcano-sedimentary host rocks, is investigated for the case of the Araguaia-Paraguay and Brasília Belts, and the Amazon Craton.

Tin associated with alkaline granitoids are analysed in the Amazonian Craton context, while the tungsten-skarn model is applied to the Borborema Province in the northeast of Brazil, where these deposits are already described. Both models are associated with well-documented occurrences and historical discoveries related to acid magmatism. The deposit-model association of uranium, rare earth elements (REE) and phosphorus, U-REE-P, hosted in alkaline rocks and carbonatite complexes is modelled for the region contemplated by the economic development axes of the Southeast, the Southwest and Araguaia-Tocantins, in order to demonstrate the integration of the modelling with economic parameters.

Aluminium from bauxitic laterite cover is modelled in the Amazon geological context, including the Phanerozoic Basin. Chrome in stratiform mafic-ultramafic bodies is considered for the São Francisco Craton, and in similar host rocks, the probability of occurrence of emerald deposits is investigated.

The results of the modelling are considered to represent a significant advance in the understanding of mineral-resource favourability in Brazil. The models select specific lithostratigraphic units or portions thereof that would otherwise not be considered and exclude units that, despite long histories of unsuccessful, single-criterion based exploration, do not show themselves to be real metalotects. Further detailed investigations and improvement of the models will refine the results, reducing even further risk of error.

Apresentação

A vastidão e a diversidade de terrenos geológicos conferem ao Brasil um dos maiores potenciais mineiros do mundo. Cerca de 42% do território nacional são formados por terrenos antigos, via de regra ricos em depósitos minerais de grande significado econômico. Não é sem razão, portanto, que o Brasil é um dos principais produtores mundiais de minérios. Entretanto, apesar do vasto acervo de descobertas, o somatório das produções minerais representa uma contribuição histórica de cerca de 2% do Produto Interno Bruto nacional, nível de produção muito aquém do potencial geológico do Brasil.

A materialização do potencial mineral brasileiro passa necessariamente pela priorização de investimentos públicos e privados em levantamentos geológicos básicos. A valorização dos terrenos com maior potencial mineral passa necessariamente pela estruturação dos conhecimentos básicos sobre os depósitos conhecidos e pela quantificação do potencial dos terrenos subexplorados. Neste sentido, a ausência de abordagens quantitativas para auxiliar nas decisões de investimento maximiza o risco de não se atingir o retorno esperado no desenvolvimento de nosso potencial mineral. Esta contribuição pretende prover informações que permitam uma avaliação quantitativa do potencial mineral brasileiro e, espera-se, representará uma redução significativa no risco de investimento em exploração mineral.

A metalogenia, estudo da gênese dos depósitos minerais no espaço e no tempo, serve como base conceitual e factual para a estimativa de potencial mineral e, assim, promove a descoberta e o desenvolvimento de novos depósitos minerais. Historicamente, mapas metalogenéticos-previsionais têm sido

preparados seletivamente conforme a densidade de jazimentos, a identificação de metalotectos e suas características litológicas e estruturais e, ainda, a existência de indícios geofísicos, geoquímicos e mineralógicos, com a superposição de mapas analógicos. A *Metalogenia Quantitativa*, entendida como a quantificação relativa de potencial mineral pela manipulação de dados metalogenéticos, utilizando-se de bancos de dados estruturados em Sistema de Informações Geográficas – SIG, tem demonstrado constituir-se em ferramenta que permite aumento significativo da probabilidade de acerto das previsões de potencial mineral.

O Serviço Geológico do Brasil – CPRM apresenta, neste trabalho, argumentos, métodos e resultados de um exercício quantitativo com base em análise multitemática em SIG. Esta metodologia, que no Brasil é dominada por um universo ainda muito restrito de geocientistas, permite a estimativa do potencial mineral do território brasileiro que é significativamente mais confiável do que aquela obtida por meio dos métodos qualitativos tradicionalmente utilizados. Utilizando-se das informações geológicas básicas do Programa GIS do Brasil, aplicaram-se métodos de modelagem à base de conhecimento geológico do Brasil (Bizzi *et al.* 2001c), sendo os resultados submetidos a testes de consistência.

Para atender a esta análise, foi necessário avançar na organização dos dados de geologia, tectônica, recursos minerais e de um novo sistema classificatório de depósitos minerais. Com a organização dos dados e a aplicação de funções SIG, baseadas em análises algébricas não-cumulativas como a possibilidade *fuzzy*, é demonstrado que, mesmo em escala de integração nacional (1:2.500.000), a metodologia aplicada apresentou resultados interessantes, tornando-se indispensável, em escalas maiores, para a constante

priorização de ações específicas que visem a maximizar o valor das áreas potencialmente mineiras. A aplicação de ferramentas SIG pode, portanto, servir como fator importante na definição e entendimento do potencial de crescimento do setor mineral brasileiro, especialmente no início da cadeia de agregação de valor definida por descoberta e produção.

Os resultados dessa análise representam parte de um trabalho mais amplo que tem como visão de futuro subsidiar o planejamento estratégico do setor mineral brasileiro por meio de tecnologia moderna, fornecendo informações geológicas básicas quantificadas sobre terrenos brasileiros mineralizados. É um trabalho em progresso, necessitando de aprofundamento e detalhamento. Na medida em que a qualidade dos dados sobre os depósitos minerais brasileiros e sobre o contexto geológico que os encaixa é aperfeiçoada, por exemplo, aprimora-se a modelagem. Estudos adicionais permitirão a agregação de outros métodos de análise quantitativa. O aprimoramento do sistema classificatório de depósitos minerais levará a classificações mais precisas dos corpos de minérios conhecidos, facilitando a utilização dos dados das mineralizações conhecidas como fatores de evidências a favor de potencial mineral e produzindo mapas mais precisos. Deve-se, ainda, ampliar os estudos para base maior de bens minerais.

A abordagem do tema *Metalogenia Quantitativa* foi desenvolvida em quatro etapas principais: (1) organização, em detalhe, da base de conhecimento dos depósitos minerais brasileiros no domínio público; (2) definição de um sistema classificatório para depósitos minerais com base em seus atributos essenciais; (3) descrição dos métodos de modelagem quantitativa; e (4) aplicação destes métodos computacionais à base de conhecimento geológico. O resultado fornece uma visão atualizada e precisa da qualidade dos dados disponíveis, apresenta um sistema classificatório de depósitos minerais e produz mapas de probabilidade relativa da presença de depósitos minerais selecionados.

Organização do SIG – Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil e Banco de Dados – GEOBANK

A Diretoria de Geologia e Recursos Minerais da CPRM, no desenvolvimento do Programa GIS do Brasil, reuniu numa primeira etapa de integração e organização, na escala 1:1.000.000, as bases de conhecimento sobre geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil, resgatando um grande universo de informações dispersas, em padrão *shapefile* (ESRI®), compatibilizadas por meio de procedimentos de fusões digitais com filtragens, correções topológicas e generalizações para a escala 1:2.500.000 e integradas num banco de dados

único denominado GEOBANK®. Atualmente essas informações estão organizadas em plataforma Oracle 9i®.

O sistema GEOBANK é um conjunto de bases temáticas de dados geológicos, organizados segundo o modelo relacional de banco de dados, concebido, originalmente, para dar suporte ao Projeto GIS do Brasil, com a missão precípua de prover as tabelas de atributos das entidades gráficas georreferenciadas. Inicialmente, operou-se com uma versão distribuída dos bancos de dados em Access®, gerenciados por aplicativo desenvolvido em Visual Basic 6.0® e ADO 2.5®. No estágio atual, os dados estão sendo remodelados, com base na experiência da primeira fase e migrados para a plataforma Oracle 9i®, constituindo uma versão para *WEB*, onde os bancos de dados se encontram em servidor central, a partir do qual um administrador (*Data Base Administrator – DBA*) gerenciará os processos de acesso, consulta e edição dos dados pela Internet, por meio de senhas seletivas (Fig. VIII.1).

Cumprida a primeira fase do GIS do Brasil, percebe-se hoje que o GEOBANK®, não apenas proveu as tabelas de atributos, como se propunha, mas padronizou, pela primeira vez nessas três décadas de atividades do SGB/CPRM, o vocabulário de abordagem dos vários temas, dentro do nosso campo de atuação, com a criação de bibliotecas próprias, exaustivamente discutidas com o corpo técnico. Esta metodologia tornou possível compilar os diversos trabalhos, efetuados em todas as épocas da CPRM, em um padrão de linguagem único, atualizado, dinâmico e de aceitação praticamente consensual. Ao todo, até o momento, já se contabiliza uma centena de bibliotecas, que não apenas homogeneizam os dados, mas facilitam o preenchimento e, sobretudo, garantem a manutenção dinâmica e racional do banco de dados, com operações simples e de grande eficiência.

Na versão 1:2.500.000 do Projeto GIS do Brasil, o GEOBANK® incluiu módulos de Litoestratigrafia, Recursos Minerais e Estruturas. Para a versão 1:1.000.000, estão sendo incorporados os dados de Geoquímica e desenvolvidos os bancos de Geocronologia, Paleontologia e Geofísica, diretamente na plataforma Oracle®.

A entrada e a modelagem dos dados neste sistema estão sendo estruturadas em módulos em que os dados possuem *link* direto com os mapas geológicos e tectônicos digitais, nas escalas inicialmente 1:2.500.000 e, em andamento, 1:1.000.000.

Base de Conhecimento sobre Geologia e Tectônica do Brasil

A CPRM nunca organizou em bancos de dados sistematizados suas informações de unidades estratigráficas. Desta forma o GEOBANK® desenvolveu um trabalho pioneiro, ao modelar uma base de dados de litoestratigrafia e estrutural, que permite



Figura VIII.1 – Formulários de Entrada, Litoestratigrafia e Recursos Minerais que compõem o Módulo do Geobank na INTERNET

Figure VIII.1 – Entrance form; Lithostratigraphy and Mineral Resources that make up the Geobank Module in the INTERNET

recuperar, por escala e por província tectônica, todo o mosaico de unidades estratigráficas de determinado projeto, suas características de ambiente tectônico e estrutural.

Módulo de Litoestratigrafia

Intensamente suportado em bibliotecas, este módulo organizado por escala e por província geológica contém os dados de unidades estratigráficas de todo o Brasil. Exibe complexa e ímpar funcionalidade de traduzir as siglas das Unidades em intervalos (*range*) de idades máxima e mínima, que monitora Eon, Era, Sistema e Época, não permitindo que o usuário insira idades inconsistentes com estes intervalos.

Todos os dados desse módulo foram preenchidos diretamente pelos coordenadores de províncias, na versão distribuída do GEOBANK®, após o devido registro da sigla e nome da Unidade, na biblioteca do sistema, onde a unidade recebe seu código identificador único. Após o cadastro geral da Unidade, na tela principal do módulo, com os dados taxonômicos e de idades máxima e mínima, o usuário é liberado para acessar os módulos relacionados (submódulos) de Litotipos, Metamorfismo, Magmatismo e Sedimentação.

No Submódulo Litotipos, o usuário cadastra todos os litotipos presentes na Unidade Estratigráfica, com base em uma biblioteca que insere ainda, por meio de filtros, a classe e a subclasse da rocha. É obrigatório o cadastro de pelo menos um litotipo por Unidade. Além disso, o sistema disponibiliza uma biblioteca que permite estimar, em faixas percentuais, quão representativo é o litotipo cadastrado, dentro da Unidade como um todo. Os atributos desse submódulo são fundamentais na modelagem dos depósitos minerais, pois constituem critérios bastante objetivos de avaliação.

No Submódulo Metamorfismo, no caso de a Unidade Estratigráfica possuir fácies metamórfica, o usuário deve inserir os parâmetros do metamorfismo neste submódulo, que engloba várias bibliotecas. O sistema aceita o registro de vários eventos para uma única Unidade, incluindo a superposição de eventos de mesmo grau. Cada evento recebe um código único do sistema, que, concatenado com o código da Unidade Estratigráfica, constitui a chave primária da tabela. São registrados o grau metamórfico, o regime tectônico, o nível crustal, temperatura de pico, pressão de pico, regime bórico, trajetória PTt, além das idades máxima e mínima estimada para cada evento cadastrado.

No Submódulo Magmatismo, os fácies magmáticos de cada Unidade Estratigráfica são cadastrados e os atributos são baseados em bibliotecas próprias. A chave primária desta tabela é constituída pelo código único de fácies inserida, concatenado com o código da Unidade Estratigráfica relacionada. Os atributos deste tema são o ambiente tectônico, a associação magmática, o nível crustal, a fonte magmática, a morfologia do corpo e a textura.

No Submódulo Sedimentação, as unidades sedimentares devem ter suas feições específicas registradas neste submódulo, que inclui informações do ambiente de sedimentação e das estruturas sedimentares presentes. O modelo baseia-se numa seqüência de filtros hierárquicos, aplicados nas bibliotecas, em que o ambiente de sedimentação filtra o sistema deposicional e este, por sua vez, filtra o tipo de depósito. Um ambiente pode ter vários sistemas e estes, vários depósitos. As estruturas presentes são selecionadas em uma biblioteca que inclui também o seu tipo genético.

Módulo de Estruturas

O cadastro dos grandes traços estruturais constitui outra iniciativa pioneira do GEOBANK®, que conseguiu compilar informações básicas sobre mais de 28.000 grandes estruturas do arcabouço geotectônico brasileiro, na escala 1:2.500.000. Os dados foram, inicialmente, selecionados pelo Coordenador Nacional de Estrutural, ficando a cargo dos coordenadores regionais de províncias a complementação dos dados, diretamente no aplicativo Visual Basic® – VB. Trata-se de um módulo simples, constituído por uma única tela de entrada de dados. As estruturas recebem um código alfanumérico automático, que depende da província tectônica e da unidade regional. O módulo é constituído por uma única tela de entrada de dados, onde podem ser inseridos atributos do tipo da estrutura (com base em biblioteca), parâmetros direcionais (direção e caimento) e dinâmicos (deslocamento) e idade do evento tectônico associado (biblioteca).

Base de Conhecimento sobre Recursos Minerais do Brasil

Os dados de Recursos Minerais foram migrados, inicialmente da Base META, banco de dados institucional da CPRM, estruturado em DBase®, para a base Access®, onde se efetuaram as primeiras consistências e eliminação de duplicidades. Em seguida, os coordenadores de províncias passaram a trabalhar diretamente no aplicativo VB, inserindo dados de outras fontes e incrementando a consistência e as atualizações.

Cerca de 27.000 registros de depósitos e ocorrências minerais foram incorporados ao sistema GEOBANK®. A precisão

dos dados cadastrais descritivos dos depósitos minerais foi o foco principal dos trabalhos de pesquisa e levantamento que constituíram os novos mapas e base de dados de recursos minerais do Brasil, Geobank 2001 (Bizzi *et al.* 2001a, b), sendo extremamente importante para garantir um conjunto de evidências diretas de mineralização, passível de classificação metalogenética sistemática e confiável.

Parte-se do princípio de que informações são incorporadas ao sistema cadastral e descritivo, a partir das inúmeras fontes bibliográficas analógicas e digitais e na forma em que são apresentadas nas publicações somente no caso de serem consistentes. Devido às limitações impostas pela magnitude do trabalho e aos prazos de publicação inicial (Bizzi *et al.* 2001e), apenas alguns parâmetros cadastrais e descritivos foram priorizados.

Os dados de localização dos depósitos minerais são uma função direta do método de levantamento, variando de ordem de grandeza de frações de metro, para dados levantados com *Global Positioning System* – GPS diferencial, até 20 km, para dados levantados com transferidor em mapas na escala 1:2.500.000. Os erros de locação, função da precisão de cada tipo de levantamento, definem um raio de alcance cuja circunferência limita a área de probabilidade de localização de cada registro de indício, ocorrência ou depósito mineral cadastrado. Para o Geobank 2001 (Bizzi *et al.* 2001a, b), a média do erro de locação gira em torno de 300 a 2.000 m, com exceção de cerca de 20% dos dados que foram levantados com GPS manual e precisão de 100 m.

Base organizada de informações geológicas do território brasileiro constitui um sistema referencial na compreensão do contexto das mineralizações, indispensável para a extrapolação e interpolação de predição metalogenética. O trabalho de consistência dos dados geológicos relativos a litoestratigrafia da encaixante dos depósitos minerais depende de levantamentos, a médio prazo, nacionais. No momento, a precisão de locação é suficiente para a representação dos registros minerais em escala 1:1.000.000, embora seja insuficiente para uma análise quantitativa dos registros em relação ao seu contexto estratigráfico encaixante. O acervo de informações geológicas básicas adicionais, tais como levantamentos geofísicos, geoquímicos e espectrais, auxilia nas análises quantitativas de potencial mineral na forma de evidências indiretas pela presença de assinaturas de mineralização, tanto nos corpos de minério quanto nas suas encaixantes.

Módulo de Recursos Minerais

O modelo de dados deste módulo tem por base uma tela de cadastro geral da ocorrência mineral, identificada por um código numérico único, contendo um índice exclusivo, constituído pelo par de coordenadas geográficas decimais (até oito casas de precisão), o que impede, de pronto, a geração

de novas duplicidades no banco de dados, sendo regra que apenas uma ocorrência pode existir em determinado ponto do território. Isto não impede, porém, que várias substâncias (bens minerais) sejam cadastradas em uma mesma ocorrência, com suas respectivas classificações utilitárias. A tela inicial oferece saída para as telas das tabelas relacionadas, de Tipologia, Metalogenia e Atividades Mineiras.

No Submódulo Tipologia, pode-se inserir as feições tipológicas de cada substância da ocorrência, por meio dos atributos de rocha hospedeira, rocha encaixante, textura e estrutura do minério e associação mineralógica, todos com possibilidade de mais de uma inserção, compondo tabelas em relacionamentos do tipo um para muitos com a tabela principal de cadastro, pelo código da ocorrência.

No Submódulo Metalogenia, feições metalogenéticas, como tipologia da rocha hospedeira, processo genético, modelo do depósito e associação geoquímica, são inseridas mantendo relacionamento do tipo um para muitos com a tabela de cadastro principal, tendo o código da ocorrência como chave estrangeira para a tela principal. Além da entrada dos atributos, o submódulo permite visualizar, com base em estudos comparativos efetuados pelo Departamento de Recursos Minerais – DEREM, da DGM, o enquadramento do depósito cadastrado, segundo os modelos da literatura mundial, sistematizados pelo próprio SGB/CPRM e pelos Serviços Geológicos do Canadá (CGS), Estados Unidos (USGS) e *British Columbian* (BCGS). Este enquadramento é uma funcionalidade opcional oferecida pelo sistema, não significando uma proposta, mas apenas uma oportunidade de comparação, que pode servir, resalte-se, para orientar futuras pesquisas.

O Submódulo de Atividades Mineiras, na verdade, constitui um mini-sistema dentro do módulo maior, que dá acesso a telas de inserção de dados relacionados com os empreendimentos mineiros. Em sua grande maioria, tais informações são oriundas do Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, dos Relatórios Anuais de Lavra, das publicações institucionais e dos próprios relatórios de pesquisa. No submódulo existem telas para entrada de informações de produção, reservas, geometria do depósito e sobre a própria lavra. A relação deste submódulo com o principal é do tipo um para muitos e leva em conta, por exemplo, o código da ocorrência e identificadores da reserva (tipo e ano), da produção (tipo e período), substâncias cubadas e substâncias produzidas.

Classificação Metalogenética de Depósitos Minerais

Por ocasião da organização do GEOBANK® ficou evidente a necessidade da utilização de um sistema classificatório de Depósitos Minerais, de forma que todos depósitos e ocorrências

minerais do território brasileiro pudessem ser encaixados em modelos, definidos segundo uma norma específica de classificação, e, dessa maneira, servir como biblioteca ao Banco de Dados de Recursos Minerais. Na organização e integração de bases de dados em um único sistema, priorizando a descrição de modelo de depósito, fica evidente a conveniência da adoção de um sistema único de classificação de depósitos, preferencialmente de referência mundial.

Como tentativa, foi adotado o sistema de classificação elaborado pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos – USGS (Cox e Singer, 1992) e por Stoeser e Heran (2000), que reeditam o sistema original, uma vez que estes trabalhos se colocam entre os melhores em termos sistemáticos de classificação para depósitos minerais. Uma adaptação deste modelo foi elaborada e resumida sob a coordenação de E. Zappettini (com. pess., 2001), a título de prover um sistema adequado para o Mapa Metalogenético da América do Sul (escala 1:5.000.000; em prep.). Entretanto, logo constatou-se que sua aplicação aos depósitos minerais brasileiros ficou comprometida. São várias as razões para a dificuldade de aplicação desse sistema de classificação. Primeiramente há uma diversidade de depósitos minerais no Brasil que não são classificados naquele sistema ou constata-se que o conhecimento ainda não-aprofundado de vários de nossos depósitos não permite ainda a classificação conclusiva dentro do referido sistema de classificação. Em alguns casos são utilizados depósitos-modelo como parte do sistema de classificação, mas suas características são diferentes ou são diferentes os parâmetros geológicos dos depósitos. Ademais, vários modelos de depósito mineral contemplados pelo sistema já não estão em consonância com o conhecimento da literatura mais recente.

Para o equacionamento destas situações foi desenvolvido um sistema de classificação opcional, observando-se a sistemática baseada na tipologia adotada pelo USGS, contemplando todos os depósitos e ocorrências minerais brasileiros, incluindo bens metálicos e não-metálicos. Priorizam-se, em primeira instância, parâmetros descritivos tipológicos dos depósitos minerais para definir o sistema classificatório, conforme tem sido tradicionalmente utilizado por Routhier (1963, 1983), Stanton (1972), Dixon (1979), e Eckstrand *et al.* (1995).

Tabelas de Classificação de Depósitos Minerais

No Anexo I o Serviço Geológico do Brasil – CPRM apresenta um Sistema Classificatório de Depósitos Minerais opcional, formalizado nas tabelas de Tab. VIII.A1 a Tab. VIII.A12.

Esse sistema permite a classificação de depósitos e ocorrências minerais brasileiros segundo as conceituações

descritas a seguir, que têm referência direta com outros semelhantes sistemas de classificação de mineralização no mundo. Na medida em que a caracterização geológica dos registros minerais brasileiros for aprimorada, estes poderão ser classificados mais propriamente em termos de modelos metalogenéticos de depósitos minerais (Anexo – Tab. VIII.A1 a VIII.A12).

Conceituações do Sistema Classificatório para Depósitos Minerais Proposto

A definição de um depósito mineral deve ser realizada sempre a partir de informações sistematicamente organizadas, descrevendo os atributos essenciais ou propriedades geológicas de uma classe de depósito. Como atributos essenciais entendem-se: as feições geológicas, bens minerais econômicos, teor e tonelagem, posicionamento tectônico e geológico, controle da mineralização, características geofísicas e geoquímicas, aspectos genéticos da mineralização, aspectos exploratórios e feições econômicas.

Na literatura internacional sobre classificação de depósitos minerais, a conceituação de modelo de depósito pode ser empírica (descritiva) ou teórica (genética). Os modelos têm sido caracterizados por nomes que são derivados de atributos especiais da classe, evitando-se nomes excessivamente longos ou nomes derivados de uma localidade-tipo. Depósito-modelo, por outro lado, é utilizado para referir-se ao exemplo-tipo daquele modelo e deriva da localidade-tipo daquele depósito.

Num sentido mais restrito, todos os depósitos minerais são diferentes entre si. Entretanto, depósitos compartilhando uma grande variedade de atributos geológicos e/ou econômicos são comumente caracterizados como “tipos”. Os tipos são denominados a partir de um depósito ou de uma região. Essa estratégia foi evitada por causar confusão entre os leitores e usuários, que podem não conhecer as características detalhadas daquele depósito ou mesmo não saber quais das características do depósito-modelo sejam apropriadas e aplicáveis à classe ou ao tipo. No desenvolvimento do atual sistema classificatório de metalogenia, restringiu-se o termo “tipo” ao conceito de depósito-modelo.

Neste trabalho, procura-se enfatizar os aspectos mais descritivos (factuais) dos depósitos, denominados de “tipológicos”, uma vez que se objetiva a classificação de depósitos minerais para os quais a metalogênese permanece desconhecida ou controversa. Deste modo, conforme Tab. VIII.A1 a VIII.A12 (Anexo), a constituição dos principais bens minerais dos depósitos compõe o início da denominação dos modelos. Termos geológicos descritivos completam o nome dos modelos de depósito.

O sistema é composto por 11 tabelas de depósitos geológica e geneticamente relacionados a determinada classe tipológica de rochas ou seqüência hospedeira. Uma tabela adicional contempla os depósitos de bens minerais relativos a rochas e minerais industriais e recursos energéticos, hospedados em rochas ou seqüências diversas.

Em cada uma das tabelas são caracterizados, para cada um dos modelos propostos, uma classe genética, o nome do modelo de depósito em si e o tipo de depósito, ou seja o depósito-modelo. As bases conceituais para distinção entre classe genética, modelo de depósito e tipo de depósito são definidas a seguir.

- i) As **classes genéticas** foram estabelecidas levando em consideração exclusivamente os processos e condições de formação identificados, além de aspectos genéticos transformantes, constatados como importantes na definição e na distribuição espacial do minério. Como parâmetro para definição do nome da classe foi utilizada, em parte, a classificação genética apresentada por Laznicka (1999).
- ii) Os **modelos de depósito** foram estabelecidos levando em consideração os dados factuais observados que caracterizam constituição, distribuição, forma e associações paragenéticas, todos importantes para a definição de modelos exploratórios.
- iii) O **tipo de depósito**, ou depósito-modelo, foi utilizado para citar nomes de depósitos ou de distritos mineiros notoriamente conhecidos em escala mundial e cujos atributos geológicos essenciais reportem à classe genética e ao modelo de depósito correspondente, podendo, entretanto, apresentar feições específicas que distinguem entre si depósitos minerais de mesma gênese e modelo.

Como exemplo, citem-se os depósitos de Ni-Cu-EGP (elementos do grupo da platina) que são identificados como pertencente à classe magmática máfico-ultramáfica, devido à sua intrínseca associação a intrusões magmáticas máfico-ultramáficas. O modelo conceitual, por sua vez, pode ser caracterizado como “Ni-Cu-EGP em corpos associados a riftes”. Por suas feições características podem ser distinguidos os três seguintes tipos de depósitos: o tipo Noril'sk – Talnakh refere-se aos depósitos-modelo da Rússia onde os minérios mais ricos são apófises distintas do sulfeto maciço em que se encontram, ou convergem, abaixo do *sill* diferenciado associado; o tipo Jinchuan da China exhibe minério que consiste de sulfetos disseminados e do tipo matriz em fácies duníticas e peridotíticas de intrusões hospedeiras ultramáficas do tipo dique; e o tipo Duluth dos EUA onde o minério consiste de sulfetos maciços, tipo matriz, e de sulfetos disseminados em peridotitos e harzburgitos, entre outras.

Correspondência entre Sistemas de Classificação Metalogenética

Seguindo a base de classificação utilizada pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos – USGS, Serviço Geológico do Canadá – GSC e Serviço Geológico da Columbia Britânica – BCGS, foram criados códigos para a identificação dos modelos, segundo uma seqüência alfanumérica, que seguem na coluna “Código dos Modelos”. Esses códigos permitem observar a correspondência entre os modelos propostos neste trabalho (SGB/CPRM) com aqueles propostos por USGS, GSC e BCGS.

Alguns dos modelos de depósitos constantes no sistema classificatório do SGB/CPRM não são contemplados na classificação do USGS, GSC ou BCGS. Esses casos são indicados na coluna “Código dos Modelos” pela sigla *sc* (sem correspondência). Por outro lado, consideradas as diferenças de enfoque e formato entre as instituições, há, por vezes, correspondência apenas parcial entre os modelos. Na coluna apropriada isso é indicado nas Tabelas pela letra *p* (parcial) entre parênteses após o código alfanumérico do modelo de depósito.

Nem todas as classificações encontradas na literatura internacional foram consideradas aqui, existindo entre essas várias outras abordagens de classificação mais específicas para casos regionais ou tipológicos particulares. É oportuno destacar as classificações de depósitos de ouro de Robert *et al.* (1997) em 16 tipos principais e quatro clãs gerais (cinturão de ardósia, relacionados a intrusões, epitermais e cinturão de xistos verdes). Sillitoe (1991) apresenta uma subdivisão específica para depósitos epizonais relacionados a intrusões. Gebre-Marian *et al.* (1996) e Groves *et al.* (1998) classificam depósitos orogênicos, subdividindo-se os depósitos epi, meso e catazonais. Tosdal e Smith (1987) contemplam depósitos orogênicos cianíticos e epitermais hospedados em gnaisses.

Essas classificações adicionais poderão ser contempladas em edições refinadas e mais temáticas do sistema apresentado. Vale enfatizar que o sistema é utilizado com bastante êxito na organização prioritária da atual versão do GeoBank 2001 para recursos minerais brasileiros (Bizzi *et al.* 2001c). Simultaneamente atende às necessidades de um sistema apropriado ao caso brasileiro, anteriormente pouco abordado nos sistemas acima referidos, e também à condição de formular um sistema com referência mundial, ou seja, um sistema que não seja exclusivamente apropriado para o caso brasileiro.

Avaliação Qualitativa dos Sistemas Classificatórios de Metalogenia

A Tab. VIII.A1 até a Tab. VIII.A12 (Anexo), propostas como um sistema classificatório para os depósitos e ocorrências minerais brasileiros, foram desenvolvidas segundo as características tipológicas das mineralizações, da mesma forma

que o USGS desenvolveu o seu padrão (Erickson, 1982; Cox e Singer, 1986, 1992; Tosdal e Smith, 1987; Bliss, 1992; Stoesser e Heran, 2000). Os sistemas de classificação do GSC (Eckstrand *et al.* 1965) e do BCGS (Lefebure e Ray, 1995; Lefebure e Höy, 1996; Simandl *et al.* 1997) também utilizam critérios descritivos tipológicos para suas classificações. Na Tab. VIII.1 são apresentados os atributos utilizados por algumas destas instituições e pelos autores selecionados para derivar os seus sistemas classificatórios.

A compilação do GSC (Eckstrand *et al.* 1995) é apresentada em formato de texto explicativo, sem a utilização de atributos específicos. Dá-se ênfase a feições geológicas, concluindo-se com uma lista comentada de “atributos definitivos” para a classificação dentro de cada tipo, conforme a definição adotada neste trabalho. A indicação destas feições está de acordo com a sugestão de Cox *et al.* (1992) de distinguir atributos somente eventuais. Os diferentes modelos genéticos associados ao tipo são apresentados em separado dos atributos, como ocorre nos perfis de depósitos minerais do BCGS (*e.g.* Lefebure e Ray, 1995).

Nestes aspectos da relação entre modelos descritivos (tipo) e modelos genéticos, é evidente que quanto maior o número de casos ou espécimes disponíveis para definir o modelo descritivo, mais robusto ele fica. Um modelo assim estabelecido prescinde em grande parte de um componente genético para sua aplicação prática, por exemplo, em prospecção e avaliação de recursos minerais. O modelo descritivo dos depósitos de Cu-Au pórfiro representa bem esta situação (Sillitoe, 2000). Já os depósitos de platinóides, com poucos representantes, incidem no pólo contrário requerendo a utilização de várias feições genéticas na interpretação. Conseqüentemente, a aplicação prática destes modelos de depósito envolve aspectos genéticos (Thompson, 1993).

Um modelo de depósito corresponde a uma generalização de feições individuais de vários depósitos que, por natureza, são distintos. Por isso, a abordagem considerada ideal para a definição de depósitos é a identificação de condicionantes geológicos necessários para aquela mineralização. Para Cox *et al.* (1992, p.7), o modelo de depósito é uma integração de atributos geológicos de um grande número de depósitos. Entre as feições apresentadas devem ser diferenciadas aquelas que são empiricamente comuns a todos os jazimentos classificados como pertencentes a determinado modelo de depósito. Supõe-se que fatores metalogenéticos operantes durante os processos de mineralização seriam também comuns. Assim, justifica-se a utilização de modelos parcialmente genéticos para a classificação.

Para o estabelecimento de tipos dentro de cada modelo de depósito, o ambiente geológico de formação de minério também pode ser utilizado com bons resultados. Robert *et al.* (1997) alertam que os ambientes geológicos, e subentendem-se tectônicos, também superimpõem-se, criando espaço para

Tabela VIII.1 Atributos utilizados por instituições e autores para a classificação de depósitos minerais
 Table VIII.1 Characteristics used by institutions and authors for mineral deposits classification

| USGS | | BCGS |
|---|---|--|
| COX e SINGER (1986, 1992) | BLISS (1992) | LEFEBURE e RAY (1995) LEFEBURE e HÖY (1996) e SIMANDL <i>et al.</i> (1999) |
| Nome e Número Autor(es) Sinônimos aproximados Descrição sucinta Referências gerais Ambiente Geológico Tipos de rochas Texturas Ambiente deposicional Intervalo de Idade Contexto(s) Tectônico(s) Tipos de depósitos associados Descrição do Depósito Mineralogia Textura/Estrutura Alteração Controles do Minério Intemperismo Assinatura Geoquímica Assinatura Geofísica (em alguns tipos) Exemplos | Nome e Número Autor(es) Descrição Sucinta Sinônimos Descrição Referências Gerais Depósitos Típicos Importância Relativa Feições Distintivas <i>Commodities</i> Outras <i>Commodities</i> Tipos de Depósitos Associados Atributos Geológicos Regionais Contexto Tectono-estratigráfico Ambiente Depositional Regional Intervalo de Idade Atributos Geológicos Locais Rocha Hospedeira Rochas Associadas Mineralogia do Minério Mineralogia da Ganga Estrutura e Zonação Controles do Minério Assinaturas Isotópicas Inclusões Fluídas Contexto Estrutural Geometria do Depósito de Minério Alteração Efeito do Intemperismo Efeito do Metamorfismo Assinaturas Geoquímicas Assinaturas Geofísicas Outros Guias de Prospecção | Nome e Número Autor(es) Identificação Sinônimos <i>Commodities</i> Exemplos Características Geológicas Descrição Sucinta Contextos Tectônicos Ambiente Depositional/Contexto Geológico Idade de Mineralização Tipos de Rochas Hospedeiras/Associadas Forma do Depósito Textura/Estrutura Mineralogia do Minério (Principal e Subordinada) Mineralogia da Ganga Mineralogia da Alteração Intemperismo Controles do Minério Tipos de Depósitos Associados Modelos Genéticos Comentários Guias De Prospecção Assinatura Geoquímica Assinatura Geofísica Outros Guias de Prospecção Fatores Econômicos Tonelagem e Teor Típicos Limitações Econômicas Importância Referências |

uma maior margem de erro ao interpretar dados geológicos cartográficos. Este trabalho requer análise multidimensional em SIG.

Matriz de Atributos Metalogenéticos Classificatórios

Com a finalidade de organizar de maneira sistemática atributos metalogenéticos de depósitos minerais para fundamentar os exercícios de modelagem do território brasileiro apresentados neste capítulo, os autores desenvolveram um modelo de “Matriz

de Atributos Metalogenéticos Classificatórios” para aplicação a depósitos-modelo clássicos, de forma tal a permitir comparação com os dados de depósitos de todo o mundo.

A Matriz de Atributos Metalogenéticos Classificatórios reúne informações sobre atributos geológicos considerados condicionantes necessários ou críticos para a mineralização e, portanto, para a caracterização de determinados registros minerais. Os atributos dos modelos de depósito foram compilados da literatura especializada nacional e internacional. Para que um depósito mineral possa ser classificado como representante de um determinado modelo, tem, necessariamente, de apresentar os atributos geológicos descritos para esse modelo na matriz.

A matriz, da forma que foi concebida, serve como um sistema classificatório metalogenético de depósitos cadastrados e descritos, como também serve de referência para a especificação das condicionantes de modelos de mineralização. Em cada caso, os atributos de um modelo de depósito são usados, na metodologia apresentada pelos autores, para interrogar quantitativamente a base de informações geológicas, resultando em mapas quantitativos de potencial mineral relativo. Qualquer erro qualitativo nesta matriz referencial compromete a quantificação inerente ao método. Deste modo, o controle de qualidade dos resultados preditivos das modelagens é fundamental e o aprimoramento da matriz classificatória é um foco incessante de trabalho.

Prioritariamente foram selecionados modelos de depósitos que possam ter registros minerais representados no território brasileiro e, então, levantados os componentes da matriz de atributos metalogenéticos classificatórios para estes depósitos. Assim, essa matriz constitui uma base de conhecimento referencial para levantamentos cadastrais e estudos metalogenéticos no Brasil. Outros serviços geológicos nacionais desenvolvem e publicam tais sistemas classificatórios e ora são compatibilizados, atualizados e expandidos para o Brasil.

Para o desenvolvimento da matriz de atributos classificatórios, priorizou-se o levantamento dos atributos geológicos especificados a seguir, para cada modelo contemplado. Estes atributos encontram-se organizados na base de dados relacional GeoBank 2001 (Bizzi *et al.* 2001a, b) e são prioritários para a definição e caracterização de modelos.

- i) Contexto geotectônico da mineralização, em termos das características:
 - ambiência geotectônica;
 - regime tectônico; e
 - posicionamento ou nível crustal.
- ii) Contexto litológico da mineralização, em termos das características:
 - tipo litológico da rocha hospedeira da mineralização;
 - tipo litológico da rocha encaixante do corpo mineralizado;
 - tipos litológicos associados e contexto estratigráfico; e
 - afinidade geoquímica do tipo litológico hospedeiro.
- iii) A ambiência geológica da mineralização:
 - ambiente de formação da rocha hospedeira;
 - ambiente de formação da rocha encaixante; e
 - controle estratigráfico da mineralização.
- iv) O contexto estrutural da mineralização:
 - elementos estruturais controladores; e
 - atitudes relativas dos elementos estruturais controladores.
- v) As transformações mineralógicas associadas à mineralização:
 - alteração hidrotermal;

- alteração metassomática; e
- alteração supergênica das rochas encaixantes e rochas hospedeiras da mineralização.

vi) As características geológicas do minério, em termos de:

- associação mineralógica e seqüência paragenética da mineralização;
- minerais de minério;
- minerais de alteração;
- associação geoquímica;
- textura e estrutura do minério; e
- concentração de minerais de minério.

vii) As determinações geocronológicas da mineralização:

- idade da mineralização e/ou alteração; e
- idade das rochas hospedeiras e/ou o sistema estratigráfico encaixante.

Foge ao escopo deste trabalho a apresentação de exaustivas tabelas sobre detalhes geológicos de cada um dos modelos selecionados para a pesquisa. Por essa razão não serão apresentadas aqui as matrizes de atributos organizadas para os diversos modelos de depósitos testados no próximo item. Ademais, cumpre salientar que, nas pesquisas de modelagem, nem todos os atributos ou características geológicas classificatórios de mineralização, levantados como condicionantes necessários ou críticos para a caracterização dos modelos, puderam ser utilizados em nossa pesquisa, devido à limitação das informações atualmente disponíveis no Banco de Dados do Programa GIS do Brasil. Assim, para caracterizar os modelos de depósito contemplados na modelagem apresentada a seguir, encontram-se especificados apenas aqueles atributos utilizados na modelagem. A matriz completa será objeto de publicação em separado.

Métodos de Análise Metalogenética Quantitativa

Uma vez criados o banco de dados, os sistemas e matrizes classificatórios e toda a base de conhecimento organizada sob a forma de um SIG, é possível contar para pesquisa de recursos minerais com os métodos e ferramentas computacionais de integração de dados (Bonham-Carter, 1994). Segundo revisão de Nóbrega (2001), as análises em SIG permitem a visualização de bases de dados e de mapas multitemáticos, análise estatística e espacial de diferentes temas. Nos SIGs são aplicados métodos geoestatísticos, como análises de regressão, fatorial, de correspondência, de principais componentes e distribuição multivariada. São essas análises espaciais ou algébricas não cumulativas, também chamadas de “análises lógicas”, tais como a simultaneidade booleana, a lógica nebulosa (a chamada possibilidade *fuzzy*)

e a probabilidade *bayesiana*, que trazem para o universo da modelagem mineral avanços significativos.

Os sistemas computacionais, incluindo SIG, facilitam a manipulação de grandes quantidades de informações de forma integrada, até mesmo dados descritivos de campo, dados espectrais, bases cartográficas e resultados analíticos geoquímicos e geofísicos. Informações com referências pontuais, lineares e poligonais podem ser efetivamente integradas e desmembradas gerando novas entidades gráficas. Essas interações são possíveis por meio de operações matemáticas entre os temas espaciais devido à organização criteriosa das informações em bases de dados relacionais, evitando a mistura de diferentes parâmetros classificatórios.

Os resultados das funções somatórias, multiplicativas e probabilísticas relacionadas a parâmetros geológicos distintos integram o modelo geológico *lato sensu*. Assim, as diversas operações e reclassificações de temas e subtemas derivam novos temas, integrados a uma realidade espacial e geológica individual. Como exemplo: a probabilidade da presença de um dado bem mineral é função de um conjunto de condicionantes geológicos críticos que registram nas rochas e nos terrenos interações estatisticamente independentes entre si, tornando quantitativamente previsível a ocorrência ou não daquele bem mineral, na área onde aqueles condicionantes geológicos são cartografados e/ou cadastrados. A aplicação de técnicas de modelagem utilizando ferramenta SIG torna extremamente ágil a obtenção desses resultados.

Para a realização de um trabalho de modelagem mineral, é necessária a organização dos atributos em bases formatadas e consistentes que permitam a extração de matrizes com variáveis escolhidas ao nível de informação adequado à escala de trabalho em questão. Por sua vez, os dados digitais devem obedecer a regras básicas de acuidade cartográfica e relações topológicas como disjunção, adjacência, contingência, igualdade, interseção e cruzamento. Todos estes fatores, atrelados também à qualidade dos atributos, são cruciais para a qualidade dos resultados de uma modelagem. É importante ressaltar que os SIGs ainda permitem a qualificação dos resultados por meio de testes de validação e a incorporação de novos dados levantados.

Diversos ramos da ciência têm utilizado as mais variadas funções do ferramental SIG (e.g. Venkataraman *et al.* 2000, An *et al.* 1991, Harris *et al.* 2001, Wright e Bonham-Carter, 1996). Dentro desta nova perspectiva metodológica fazem-se necessárias a utilização e a divulgação desses princípios metodológicos pelo Serviço Geológico do Brasil para se inserir neste contexto e desempenhar sua função no desenvolvimento da metalogenia preditiva e cartografia geológica brasileira em toda sua plenitude.

Aplicação de Técnicas de Análise Lógica ao SIG – Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil

Com o objetivo de testar a consistência dos dados do SIG – Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (SIG–GTRMB) e a estruturação do banco de dados, além de disseminar a metodologia de modelagem mineral para um maior número de técnicos do Serviço Geológico do Brasil, foi proposto um exercício, similar ao desenvolvido por Thiart e de Wit (2000) para a África, a fim de delinear áreas potenciais nas principais províncias geológicas do Brasil, utilizando a base do SIG–GTRMB, dentro dos limites impostos pela escala de trabalho de 1:2.500.000. Para tal finalidade foram aplicadas técnicas de análise lógica relacionada à possibilidade *fuzzy*, utilizando a ferramenta ArcSDM®.

A ferramenta ArcSDM®, que constitui uma extensão do programa ArcView® 3.2a, permite dois conjuntos de análise metodológica.

O primeiro com base no conhecimento (chamada de *knowledge-driven*), em que os parâmetros dos modelos são estimados por especialistas com base em conhecimento anterior, com a integridade e consistência testada. Assim, não se necessita de pontos ou dados de treinamento (na exploração mineral são os depósitos/ocorrências minerais já conhecidos) que verifiquem a consistência dos resultados modelados. Técnicas analíticas chamadas de *Dempster-Shafer*, *Prospector* e *Fuzzy Logic* ou Lógica Nebulosa são empregadas.

O segundo com base nos dados (chamada de *data-driven*), em que os parâmetros dos modelos de depósito são estimados e calculados a partir dos dados em si, num contexto estatístico. Os resultados espaciais modelados são verificados e iterativamente aprimorados aos dados da base de conhecimento, denominados pontos de treinamento. Quanto maior a precisão locacional destes pontos, especialmente para dados com representação pontual e linear, mais preciso é o resultado da análise. A incorporação de margens de erro dilui os efeitos de dados com locação imprecisa. As técnicas analíticas utilizadas incluem Redes Neurais, Peso das Evidências (*Weights-of-Evidence*) e Regressão Logística.

Devido às imprecisões dos dados locais dos recursos minerais ainda existentes, conforme discutido, a técnica de pesos de evidência, que valoriza relativamente alguns ambientes geológicos devido à densidade de ocorrência de depósitos minerais já conhecidos neles, não pôde ser empregada. Isto porque o modelo matemático utiliza como referência estatística (pontos de treinamento) a locação dos recursos minerais.

No trabalho apresentado, os modelos metalogenéticos são desenvolvidos utilizando a técnica de Lógica Nebulosa (*fuzzy*). De acordo com Katinsky (1994), a lógica *fuzzy* pode ser definida como a parte da lógica matemática dedicada aos princípios

formais do raciocínio incerto ou aproximado, portanto mais próxima do pensamento humano e da linguagem natural. Reflete o grau de verdade ou certeza associado a alguma proposição ou hipótese.

Para a melhor compreensão da lógica *fuzzy*, Silva (1999) faz um exame dos fundamentos desta lógica a partir de uma compilação dos trabalhos de Zadeh (1965), Leung (1988) e Katinsky (1994). De acordo com estes autores, os valores que pertencem estritamente a uma classe assumem valores de pertinência 1. À medida que os membros se afastam do valor central os valores de pertinência tendem a zero. A forma como os valores de pertinência são atribuídos à classificação contínua depende da função de pertinência, ou seja, a função que associa cada elemento a um valor num intervalo contínuo entre 0 e 1 (falso ou verdadeiro) de acordo com o apresentado na Fig. VIII.2.

A possibilidade *fuzzy* permite, portanto, delinear quantitativamente áreas preditivas para os diversos modelos de depósito e substâncias minerais associadas. Os temas interrogados, conforme indicação dos modelos de depósito, são integrados como temas de evidência em formatos chamados de *grid*. Os temas que favorecem a hipótese postulada pelo modelo são atribuídos com valores relativos de 0 a 1, conforme a maior probabilidade de correspondência entre o modelo e os dados geológicos e/ou tectônicos. Os *grids* resultantes são integrados por operadores matemáticos, denominados "booleanos", a saber E, OU, SOMA, PRODUTO ou GAMMA. Estes operadores se comportam de maneira a potencializar os valores de peso relativo para combinações utilizando os operadores OU e SOMA ou de maneira restritiva com os operadores E,

PRODUTO ou ainda como um fator de ponderação como é o caso do operador GAMMA.

A partir da pesquisa (*query*) realizada nos dados estruturados do SIG, são gerados mapas de evidência aos quais são atribuídos o *score fuzzy*, gerando uma rede de inferência (mapas temáticos ou de fatores), proveniente das operações algébricas entre os diversos operadores matemáticos resultando ao final dessas combinações no Mapa de Favorabilidade de acordo com a Fig. VIII.3.

A seguir são apresentados alguns exemplos de aplicação da possibilidade *fuzzy* para modelagem metalogenética em algumas das principais províncias geológicas do território nacional. As maiores limitações aos resultados obtidos são a baixa densidade de informações geológicas e tectônicas em algumas regiões do Brasil, a impossibilidade de utilizar feições tipológicas dos recursos minerais, uma vez que não são priorizadas para consistência na atual edição do GEOBANK®, e a imprecisão locacional dos dados de recursos minerais. Futuras análises também serão enriquecidas com a integração relacional no GEOBANK® de dados de geoquímica e geofísica, que servem como evidências adicionais, não-críticas, para mineralizações.

Os procedimentos gerais adotados durante o modelamento dos depósitos minerais encontram-se esquematizados na Fig. VIII.4. Para a seleção dos elementos do banco de dados, utilizaram-se as matrizes classificatórias metalogenéticas, já citadas, traduzidas em *queries* ao banco. Essas matrizes reúnem informações sobre os atributos geológicos, estruturais e metalogenéticos referentes ao modelo de depósito testado.

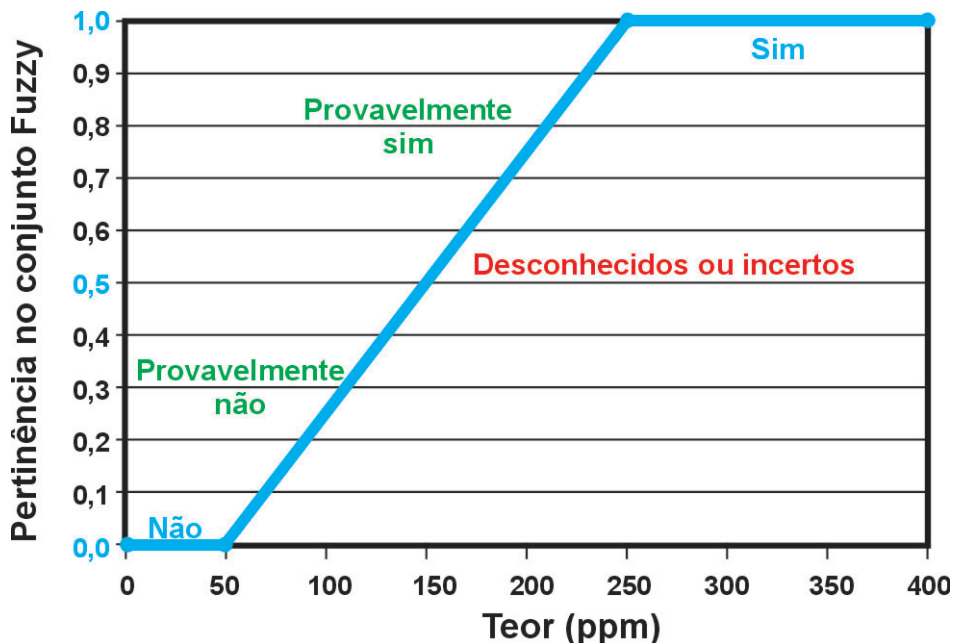


Figura VIII.2 – Função de pertinência *fuzzy* em relação a um dado de teor

Figure VIII.2 – Fuzzy pertinence function in relation to a grade variable

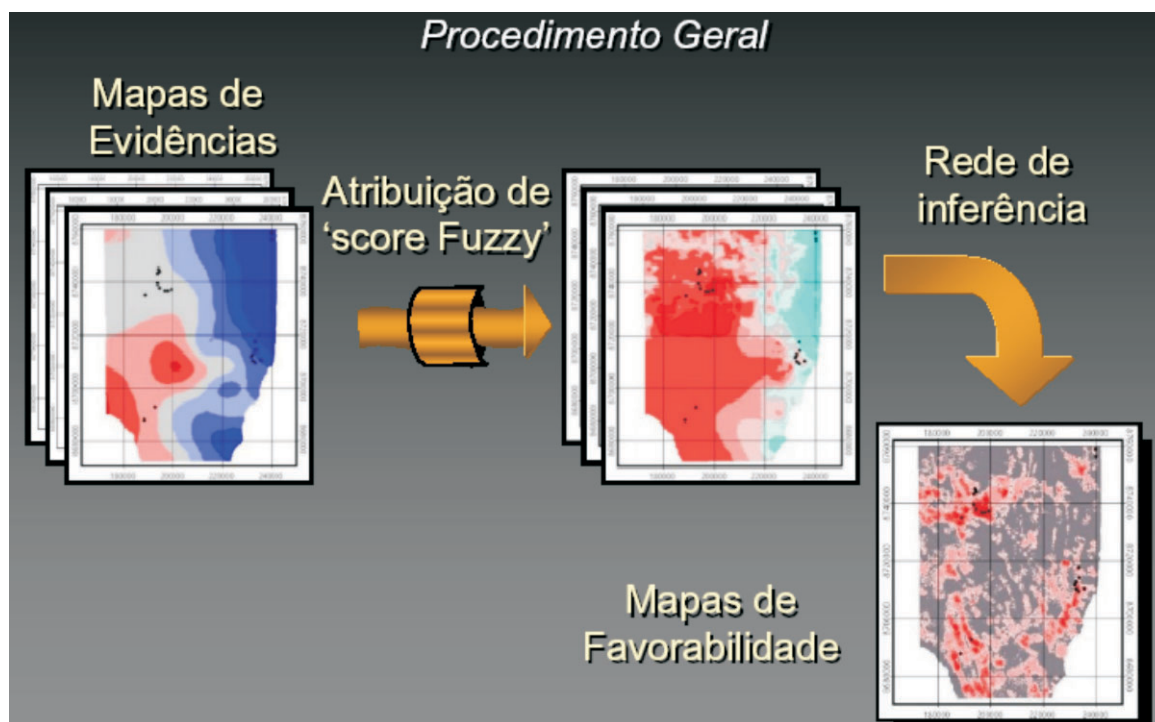


Figura VIII.3 – Procedimento Geral da Modelagem utilizando Lógica Fuzzy

Figure VIII.3 – General Proceeding for Modeling using Fuzzy Logic

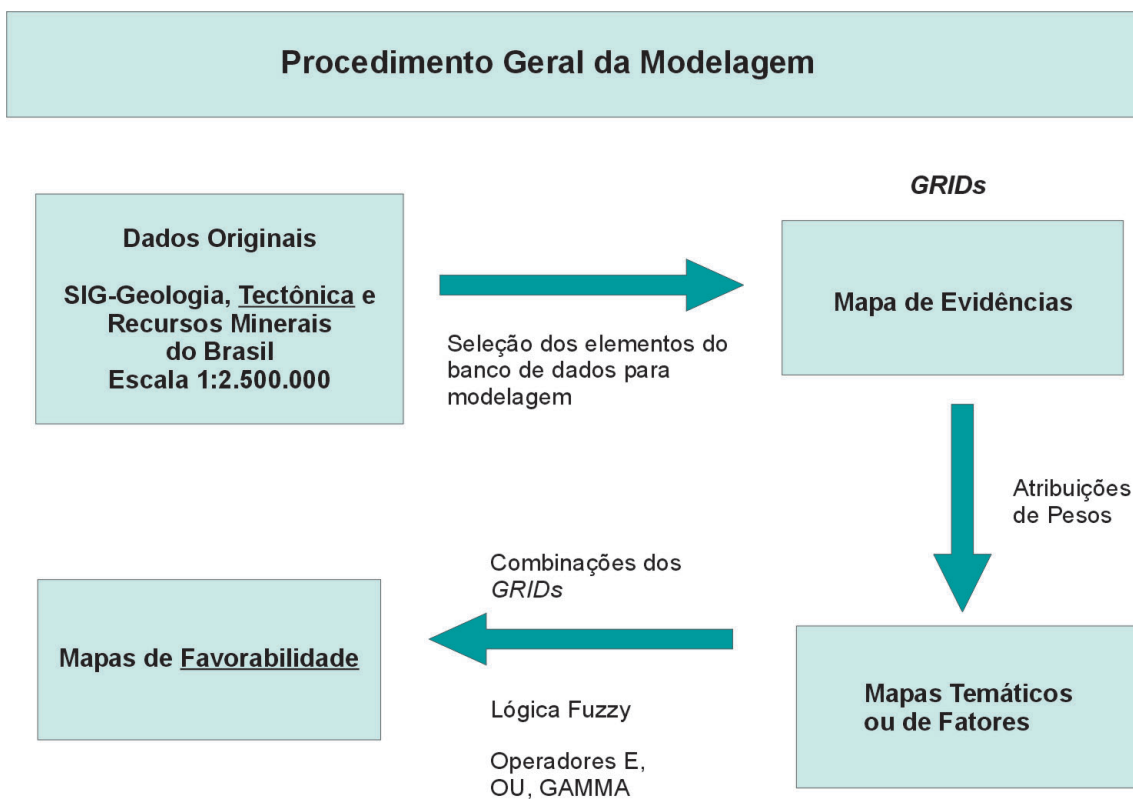


Figura VIII.4 – Procedimento geral utilizado na geração dos mapas de favorabilidade

Figure VIII.4 – General proceeding used to generate favorability maps

Exemplos de Modelagem nas Principais Províncias Geológicas do Brasil

São apresentados 8 exercícios de modelagem distribuídos na região amazônica e nas Províncias Geológicas Tocantins, São Francisco e Borborema. A estas regiões foram aplicados testes de favorabilidade para depósitos polimetálicos tipo sulfetos maciços vulcanogênicos, depósitos tipo W-escarnito, Sn e metais associados W, Ta e Nb em granitóides, cromo-estratiforme, esmeralda em xistos, U-TR-P em rochas alcalinas e complexos carbonatíticos e Cu-Au-Fe óxido. É importante ressaltar que as especificidades regionais em relação aos metalotectos não foram priorizadas, já que o exercício teve como premissa básica as grandes linhas e padrões mundiais dos modelos e o nível de informação existente não permitia tal priorização. Ainda, em etapas posteriores e em escalas de maior detalhe, far-se-á necessária a utilização deles, de forma a agregar um maior peso às modelagens. Cada modelo é composto pelas figuras do Fluxograma demonstrando as operações envolvendo os temas de evidência e os mapas de favorabilidade, além de uma descrição dos critérios geológicos, estruturais e tectônicos, juntamente com uma análise dos resultados obtidos.

Depósitos Polimetálicos Tipo Sulfetos Maciços Vulcanogênicos na Amazônia

Os Depósitos do Tipo VMS ocorrem em qualquer período geológico em terrenos dominados por rochas vulcânicas, podendo estar hospedados tanto em rochas vulcânicas como em sedimentares. Preferencialmente dois contextos geológicos principais podem ser destacados (Franklin, 1996): a) em áreas predominam rochas vulcânicas máficas, tais como *greenstone belts* Arqueanos e Proterozóicos e cadeias meso-oceânicas; e b) em seqüências de arco Fanerozóicas contendo rochas vulcânicas máficas e/ou félsicas, com ou sem unidades sedimentares associadas. Do ponto de vista prático para a modelagem e dentro das classificações do SIG-GTRMB, teriam como característica importante a associação genética com as seqüências metavulcanossedimentares, seqüências do tipo *greenstone belt* e com metabasaltos, rochas vulcânicas/vulcanoclásticas, metapelitos e xistos, cujas idades são distribuídas desde o Arqueano ao Fanerozóico, com idades preferenciais concentradas aos intervalos de 2750–2700 Ma, 1900–1800 Ma, 500–420 Ma, 390–250 Ma e 30–0 Ma. Este tipo de depósito mineral é encontrado em associações de rochas geradas em ambiente tectônico de margem ativa de placas, subambiente de arco vulcânico, crosta oceânica, retroarco e *greenstone belt*, e associa-se a magmatismos máfico bimodal, tholeiítico e calcialcalino, komatiítico, vulcânico félsico e máfico a intermediário.

Na Amazônia, depósitos do tipo VMS têm sido descritos em quatro regiões, com destaque para a região dos Carajás

onde alguns autores (e.g. Farias e Saueressig, 1992, Lindenmayer, 1990) classificam como VMS os depósitos do Salobo, muito embora existam interpretações diferenciadas para o modelo genético dos referidos depósitos. No noroeste e oeste do Mato Grosso, onde ocorrem, respectivamente, os depósitos de Pb, Cu, Zn, Au, Ag da Serra do Expedito, próximo a Aripuanã, classificado com VMS-Tipo 2, e o depósito de Cabaçal, classificado como VMS-Tipo2. No norte da Amazônia, mais especificamente no estado de Roraima, identificam-se ocorrências de Cu, Pb e Zn, possivelmente associadas aos depósitos do Tipo VMS, com destaque aos do sudeste, Serra do Tepequém e Vila Brasil.

Para a modelagem dos Depósitos Polimetálicos Tipo Sulfetos Maciços Vulcanogênicos – VMS na Amazônia, foi gerado o Mapa Litológico que individualiza todos os litotipos favoráveis a hospedarem depósito tipo VMS e que são considerados como sendo os padrões anômalos, com destaque aos litotipos que constituem as seqüências metavulcanossedimentares e seqüências *greenstones belts*, além dos metabasaltos, rochas vulcânicas/vulcanoclásticas, metapelitos e xistos, com atribuições de pesos diferenciados em 0,9; 0,8; 0,6; e 0,4. O maior peso foi atribuído às seqüências metavulcanossedimentares. As unidades restantes representam o padrão não-anômalo e com peso 0,1. Foi considerado também o Mapa das Idades Preferenciais que individualiza as unidades litoestratigráficas com idades máximas e mínimas que as posicionam no mesmo intervalo das idades preferenciais dos corpos mineralizados, com destaque para aquelas distribuídas temporalmente nos intervalos entre 2750–2700 Ma e 1900–1740 (1800) Ma, cujo peso atribuído foi de 0,4 para o padrão anômalo e 0,1 para o padrão não-anômalo. Esses temas de evidência foram combinados gerando o Fator Geológico.

Para a geração do Fator Tectônico, foram combinados o Mapa do Ambiente Tectônico 1, que tem como padrão anômalo o ambiente margem ativa de placas com peso 0,3, o Mapa do Ambiente Tectônico 2, que tem como padrão anômalo os ambientes de arco vulcânico, crosta oceânica, retroarco e *greenstone belt*, com peso 0,5, e finalizando o Mapa do Tipo de Magmatismo, em que os magmatismo máfico bimodal, tholeiítico e calcialcalino, komatiítico, vulcânico félsico, máfico e piroclástico e as intrusivas máficas a intermediária correspondem ao padrão anômalo, com peso 0,7. Para tal foi utilizado o operador GAMMA.

A aplicação do modelamento de depósitos minerais VMS na Amazônia, utilizando-se do Método de *fuzzy* e dos dados Projeto GIS Brasil 1:2.500.000, permitiu a geração do Mapa de Favorabilidade, em que as áreas consideradas anômalas apresentam valores de *fuzzy* entre 0,88 e 0,96. Destacam-se as áreas de abrangência do Grupo Roosevelt, na região noroeste do Mato Grosso e nordeste de Rondônia, com alta potencialidade (valores *fuzzy* de 0,96); no norte do Mato Grosso, nos domínios da Suíte Colíder (0,96) e no oeste do Mato

Grosso, nas áreas de ocorrência do Grupo Alto Jauru (0,91). Na região noroeste de Rondônia, áreas com favorabilidade média encontram-se associadas à Formação Mutum-Paraná (0,89). Na região do vale dos rios Tapajós e Iriri, Estado do Pará, destacam-se as unidades Grupo Iriri (0,94) e Formação Aruri (0,9), sendo que na região dos Carajás as áreas de favorabilidade média a alta estão relacionadas à Formação Parauapebas (0,89) e ao Grupo Igarapé Bahia (0,94), muito embora os principais depósitos estejam contíguos em áreas da Formação Águas Claras e do Complexo Xingu, consideradas como áreas de favorabilidade praticamente nula, fato este que pode estar relacionado à escala do mapeamento, que impõe limitações nas interpretações dos resultados obtidos. Na região de Roraima, destaca-se o Grupo Parima, na sua porção composta de metavulcânicas (0,91), e o Grupo Surumu (0,89), embora as ocorrências sejam em áreas de favorabilidade praticamente inexistente e relacionadas ao Grupo Cauarene. Este fato também pode estar relacionado ao pouco conhecimento geológico que se tem da região e a escala dos mapas utilizados no modelamento. No norte/nordeste do Amazonas, destacam-se as áreas de ocorrência do Grupo Iricoume (0,90). Na região do Amapá destaca-se o Grupo Vila Nova (0,89) (Figs. VIII.5 e VIII.6).

Depósitos Polimetálicos Tipo Sulfetos Maciços Vulcanogênicos, Província Tocantins

Os principais depósitos minerais do tipo VMS conhecidos na Província Tocantins são os de Palmeirópolis, contendo Cd, Cu, Ag, Pb, Zn e S, e o de Bom Jardim, ambos classificados como VMS-Tipo1 (Franklin *et al.* 1998), além de uma série de ocorrências de depósitos metálicos com possibilidades de serem associados a este tipo de depósito.

O Fator Geológico foi gerado a partir dos mapas Litológico e de *Buffer* de Contato por meio do operador OU. O Mapa Litológico corresponde ao mapa dos litotipos que compõem as seqüências metavulcanossedimentares e as seqüências *greenstone belt*, as quais se associam a metabasaltos, vulcânicas/vulcanoclásticas, metapelitos e xistos, com atribuições de pesos diferenciado. O maior peso foi atribuído às unidades que caracterizam as seqüências metavulcanossedimentares e as seqüências de *greenstone belt* com pesos variando entre 0,9; 0,7; 0,5 e 0,3 e considerados como padrões anômalos e 0,1 para as unidades não-anômalas. O Mapa de *Buffers* de Contato corresponde ao *grid* de onde foram extraídos os contatos entre as intrusivas graníticas de idade igual ou menor do que as seqüências metavulcanossedimentares e

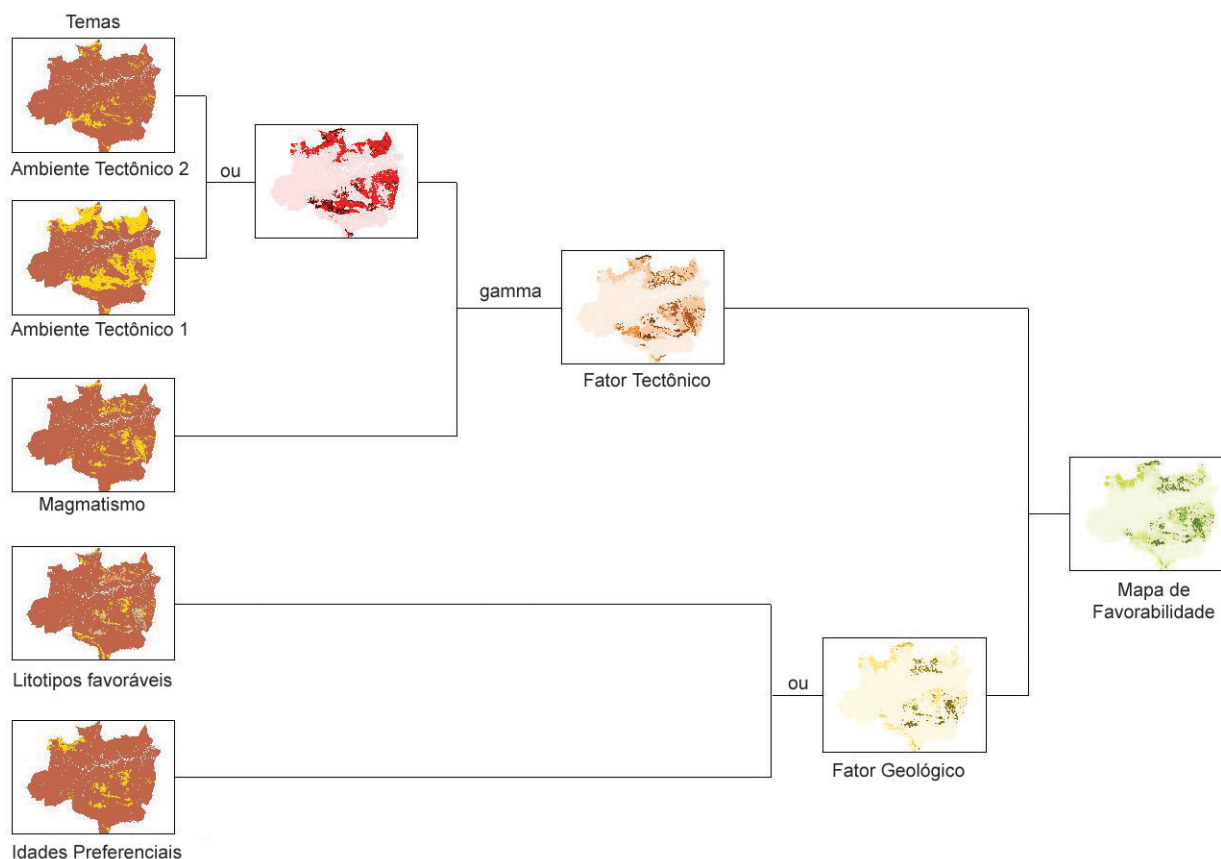


Figura VIII.5 – Fluxograma – Depósitos Polimetálicos tipo Sulfetos Maciços Vulcanogênicos – VMS na Amazônia

Figure VIII.5 – Flowchart – Polymetallic Deposits of Volcanogenic Massif Sulphate type – VMS in Amazon Province

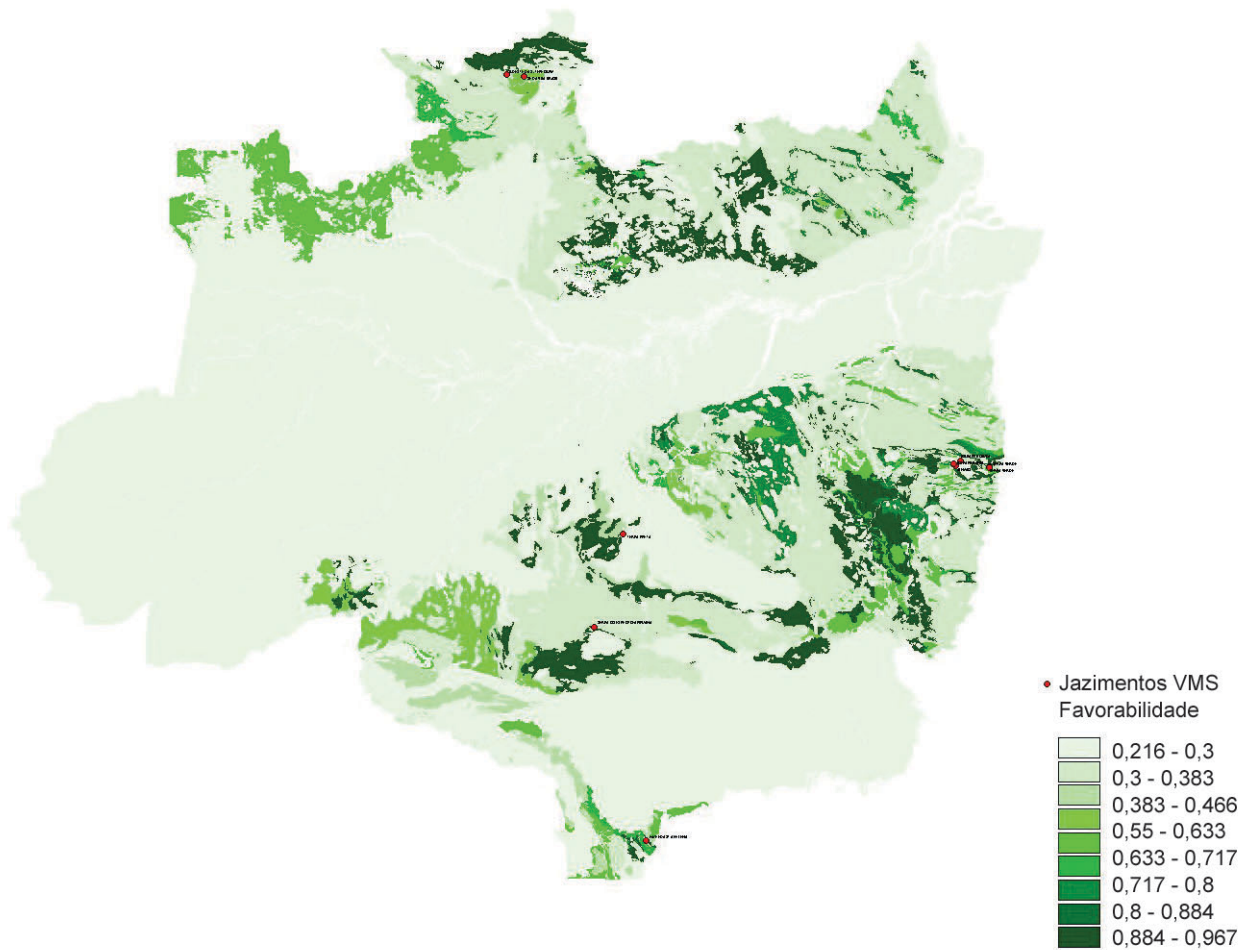


Figura VIII.6 – Mapa de Favorabilidade – Depósitos Polimetálicos tipo Sulfetos Maciços Vulcanogênicos VMS na Amazônia

Figure VIII.6 – Favorability Map – Polymetallic Deposits of Volcanogenic Massif Sulphate type – VMS in the Amazon Province

demais litologias favoráveis, com *buffers* de 5 km, com intervalos uniformes de 1 km, estabelecidos a partir do contato em direção às encaixantes. Para o intervalo de 0–1 km atribuiu-se o peso 0,9; 1–2 km o peso de 0,8; 2–3 km o peso de 0,7; 3–4 km o peso de 0,6 e de 4–5 km o peso de 0,5. Os contatos foram extraídos das regiões onde existe uma associação espacial entre as suítes intrusivas graníticas e as seqüências metavulcanossedimentares, *greenstone belt* e litotipos favoráveis. As suítes graníticas apresentaram idades máximas em torno de 1400 Ma e 650 Ma.

O Fator Tectônico foi gerado a partir dos mapas do Ambiente Tectônico 1, Ambiente Tectônico 2 e Tipo de Magmatismo por meio do operador GAMMA. O Mapa do Ambiente Tectônico 1 corresponde ao *grid* que tem como padrão anômalo as unidades litoestratigráficas formadas em ambientes de margem ativa de placas, com peso atribuído de 0,4; o Mapa do Ambiente Tectônico 2 apresenta como padrão anômalo as unidades litoestratigráficas geradas em ambientes de arco vulcânico, crosta oceânica, retroarco e *greenstone belt*, com peso de 0,6; e o Mapa do Tipo de Magmatismo corresponde ao mapa binário em que o magmatismo máfico

bimodal, tholeiítico e calcialcalino, komatiítico, vulcânico félsico, máfico e piroclástico e intrusivas máficas a intermediária correspondem ao padrão anômalo com peso 0,7 e as demais áreas correspondem ao padrão não-anômalo e peso 0,1.

A utilização do método de *fuzzy* na modelagem revelou a potencialidade da Província Tocantins para depósito do Tipo VMS em áreas que já evidenciam este tipo de depósito, além de revelar áreas com potencialidades para conterem este tipo de depósito. Em destaque podem ser citadas as áreas consideradas anômalas altas a anômalas baixas, que coincidem com regiões de ocorrência do Grupo Crixás (0,95), das seqüências metavulcanossedimentares Palmeirópolis (0,92), Jucelândia (0,92), Indaianópolis (0,92), Arco de Goiás (0,90), Rio do Peixe (0,89), Rio Veríssimo (0,89) e Marata (0,85), com as áreas de contato com intrusões graníticas de idade igual ou mais jovem do que as seqüências metavulcanossedimentares especialmente associadas. Destacam-se áreas com favorabilidade média, relacionadas às formações Traíras (0,80) e Arraias (0,80). Na região da Faixa Araguaia–Tocantins, destaca-se a Seqüência Quatipuru/Serra do Tapa (0,92).

Na região da Faixa Paraguai, destaca-se, com favorabilidade baixa a média, a Suíte Serra da Bocaina (0,77) e a Sequência Meta-vulcanossedimentar Nova Xavantina (0,92) (Figs. VIII.7 e VIII.8).

Depósitos Tipo W-Escarnito, Província Borborema

Os Depósitos Tipo W-Escarnitos ocorrem associados às rochas de natureza carbonática, representadas por escarnitos, metacalcários e calcários, margas, mármore e calcissilicáticas, de idade proterozóica, relacionadas a ambientes tectônicos de margem passiva ou intraplaca. Predominam em subambientes de bacia de rifte, antepaís e de plataforma carbonática de margem passiva, nas quais se associam ambientes de sedimentação do tipo carbonato pelito-carbonato. O relacionamento deste tipo de depósito com o magmatismo do tipo máfico, intermediário e ácido, gerado em ambientes de magmatismo sin a tarditectônicos, de idade igual ou menor que as carbonáticas encaixantes, é um dos fatores também controladores das mineralizações, principalmente ao longo das auréolas de metamorfismo de contato.

Os principais depósitos de escarnitos da Província Borborema ocorrem na Província Scheelitífera e Aurífera da Faixa Seridó, que abrange a parte central dos estados do Rio Grande Norte e Paraíba, onde as primeiras descobertas de scheelita se reportam aos anos de 1940. Foi intensamente explorada até 1985, com uma produção total estimada em 60 mil toneladas de concentrado, apresentando 70% WO_3 , oriundo do minério com 0,7% a 1% WO_3 .

Na Faixa Seridó, os principais jazimentos estão associados a escarnitos de Brejuí, Barra Verde e Boca de Lage na Formação Jucurutu. Estes encontram-se situados principalmente na zona de contato entre as rochas carbonáticas e as rochas intrusivas, sendo descritos dois modos de ocorrência para scheelita na região (Dardenne e Schobbenhaus, 2001). O primeiro seria caracterizado por scheelita fina, regionalmente associada aos paragnaisses, sem relação direta com o magmatismo granítico brasileiro. Essa scheelita tem sido interpretada como estratiforme e formada durante o metamorfismo regional, mas é às vezes relacionada com uma origem vulcânica. O segundo seria caracterizado por uma scheelita grosseira nos escarnitos retrógrados, relacionados a uma alteração hidrotermal tardia, formando concentrações mais ricas nas charneiras de dobras verticalizadas e nas zonas de cisalhamento associadas a essas dobras, onde ocorrem junto com sulfetos nas zonas enriquecidas em micas (flogopita) e clorita.

Para testar a aplicação na região em questão do modelo tipo W-escarnito consagrado na bibliografia mundial, foram separados os temas descritos abaixo para o modelamento.

O Fator Tectônico foi gerado a partir da combinação dos mapas do Ambiente Tectônico 1, Ambiente Tectônico 2, Magmatismo e Ambiente Magmático, por meio do operador

OU. Por sua vez, o Mapa Tectônico 1 corresponde a um mapa binário na forma de *grid*, tendo como padrão anômalo o ambiente margem passiva ou intraplaca, com peso 0,3, e as demais áreas como padrão não-anômalo e peso 0,1; o Mapa do Ambiente Tectônico 2 apresenta como padrão anômalo os ambientes de bacia rifte, bacia de antepaís e plataforma carbonática de margem passiva, com peso 0,4 e as demais áreas como padrão não-anômalo e peso 0,1; o Mapa de Magmatismo corresponde ao *grid* binário do tipo de magmatismo, onde as intrusivas máficas e intermediárias correspondem ao padrão anômalo, com peso 0,4, e as demais regiões o padrão não-anômalo e com peso 0,1; o Mapa do Ambiente Magmático, em que o magmatismo sin a tarditectônico corresponde o padrão anômalo, com peso 0,6, e os demais ao padrão não-anômalo e com peso 0,1.

O Tema Sedimentação corresponde exclusivamente aos ambientes sedimentares, a partir do qual foi gerado o Mapa do Ambiente Sedimentar, em que o padrão anômalo encontra-se representado pelas unidades depositadas em ambiente carbonático (pelito-carbonato), com peso 0,9 e as demais unidades consideradas como não-anômalas e com peso 0,1.

O Tema Litologia foi obtido a partir da combinação de dois conjuntos litológicos. Litológico 1, que corresponde ao mapa *grid* dos litotipos de natureza carbonática e que perfazem um percentual igual ou acima de 10% da unidade litoestratigráfica a que pertencem. Estes litotipos são representados por escarnitos, metacalcários e calcários, margas, mármore e calcissilicáticas, de idade proterozóica, sendo estas rochas as que caracterizam o padrão anômalo, para as quais os pesos foram atribuídos de maneira diferenciada (0,9; 0,7; 0,6; e 0,4). O maior peso foi atribuído às unidades compostas predominantemente por rochas carbonáticas. Os demais litotipos representam o padrão não-anômalo, com peso 0,1. O conjunto Litológico 2 corresponde às rochas de natureza carbonática (escarnitos, metacalcários e calcários, margas, mármore e calcissilicáticas), de idade proterozóica e classificados como Litotipo 2 e que perfazem menos de 10% da unidade litoestratigráfica. Destas rochas, às que caracterizam o padrão anômalo, atribuiu-se o peso 0,3. Os demais litotipos representam o padrão não-anômalo, com peso 0,1.

Além do tema com base nas litologias favoráveis, foi elaborado o Mapa dos *Buffers* de Contato, com um único intervalo de 1.500 m de distância, considerando somente a região do contato da intrusão em direção às encaixantes desprezando-se a área de influência interna à intrusão. Esses *buffers* de contato foram extraídos somente no contato entre as unidades com rochas carbonáticas predominantes e de idade proterozóica e intrusivas ígneas plutônicas, de idade igual ou mais jovem do que as rochas carbonáticas associadas espacialmente. Atribuiu-se o peso de 0,9 para os *buffers* extraídos e que representam o padrão anômalo e peso 0,1 para as demais áreas consideradas não-anômalas.

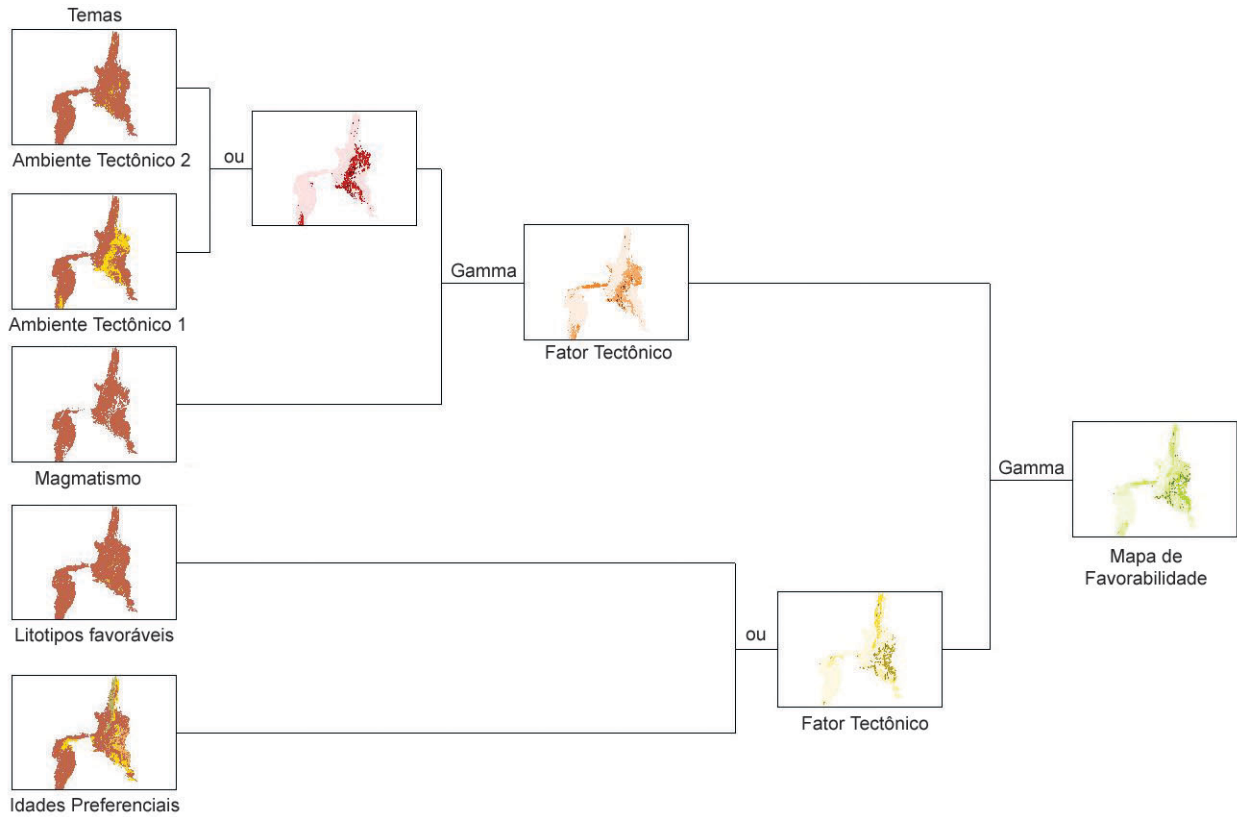


Figura VIII.7 – Fluxograma – Depósitos Polimetálicos tipo Sulfetos Maciços Vulcanogênicos – VMS na Província Tocantins

Figure VIII.7 – Flowchart – Polymetallic Deposits of Volcanogenic Massif Sulphate type – VMS in Tocantins Province

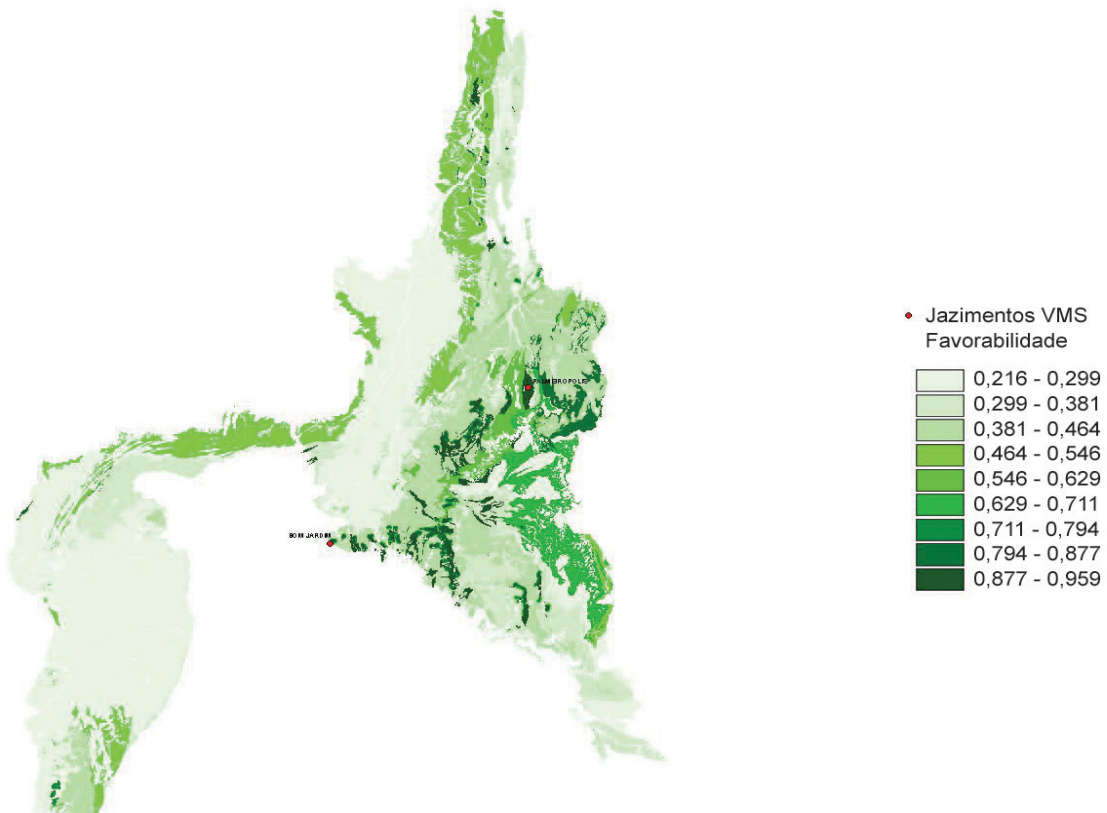


Figura VIII.8 – Mapa de favorabilidade Depósitos Polimetálicos tipo Sulfetos Maciços Vulcanogênicos – VMS na Província Tocantins

Figure VIII.8 – Favorability Map – Polymetallic Deposits of Volcanogenic Massif Sulphate type – VMS in Tocantins Province

A utilização da lógica *fuzzy* no modelamento de depósitos Tipo W-Escarnito na Província Borborema permitiu a elaboração do Mapa de Favorabilidade para esses depósitos nessa Província. O modelo elaborado numa concepção otimista vem confirmar as áreas de ocorrência já conhecidas, permitindo também quantificá-las em termos de probabilidade. Também revela uma série de regiões com favorabilidade intermediária. Todas essas áreas originadas em função da combinação dos fatores inerentes ao modelo conceitual aparecem traduzidas no intervalo do conjunto *fuzzy*, que varia entre 0 e 1, em que 0 é não-favorável e 1 é a favorabilidade máxima. Portanto, o método aplicado revelou como área de alta favorabilidade aquelas relacionadas à Formação Jucurutu (0,88 a 0,94),

principalmente nas regiões de contato com as suítes intrusivas, com destaque às intrusivas Itaporanga. Áreas com potencialidade intermediária se reportam às associadas à Formação Seridó (0,79 a 0,88), principalmente nas zonas de contatos com as intrusivas da Suíte Conceição. Além dessas, o modelo elaborado apresenta uma série de locais com favorabilidade variando de baixa a média, oriunda da combinação dos diversos fatores inerentes ao modelo conceitual ou teórico, que necessitam de investigações adicionais. Em alguns casos os jazimentos caem em regiões com favorabilidade abaixo de 0,71. Nestes casos é possível que as mineralizações não sejam compatíveis com o modelo testado (Figs. VIII.9 e VIII.10).

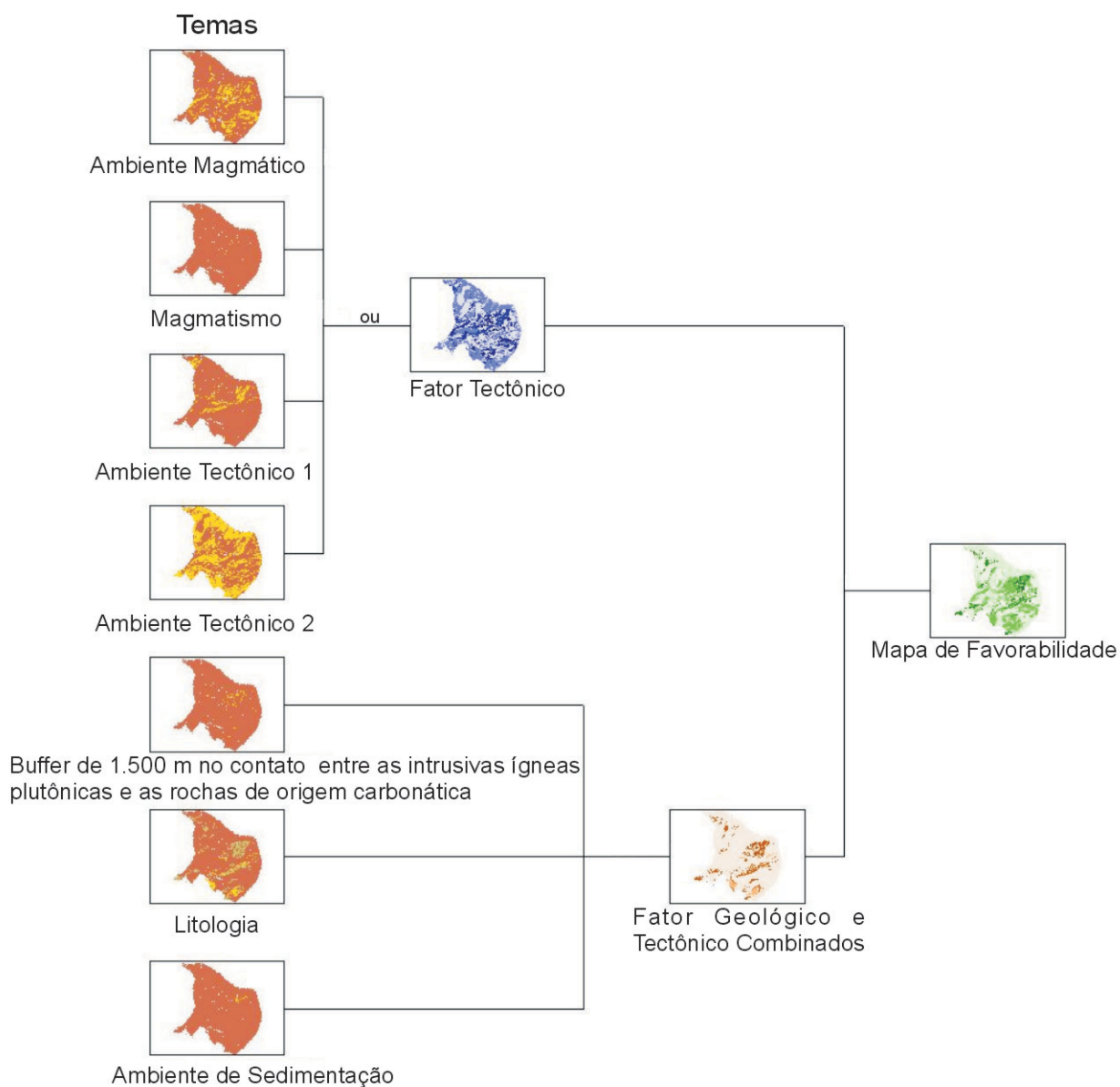


Figura VIII.9 – Fluxograma Modelo W-Escarnito na província Borborema

Figure VIII.9 – Flowchart W-Scarnite Model in Borborema Province

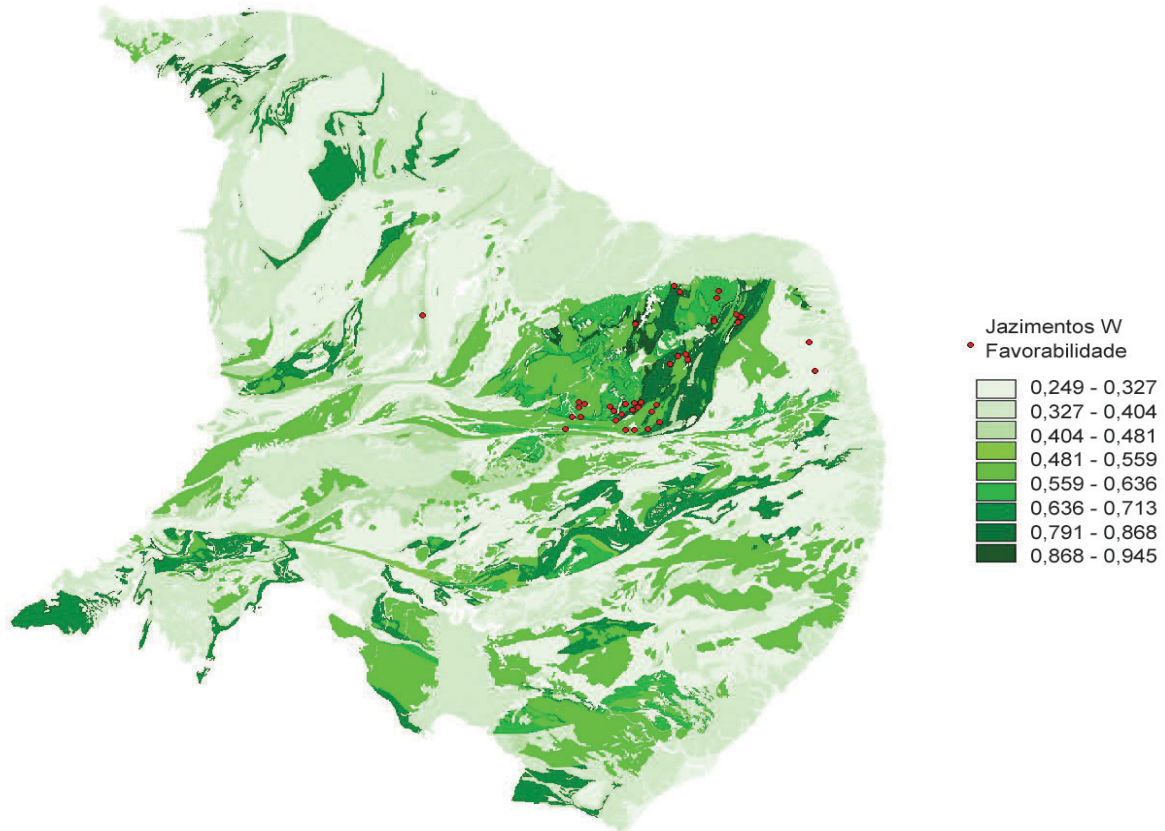


Figura VIII.10 – Mapa de favorabilidade – Modelo W-Escarnito na Província Borborema

Figure VIII.10 – Favorability Map – W-Scarnite Model in Borborema Province

Fe-Óxido Cu-Au para o Proterozóico da Amazônia

Os depósitos de associação tipo Fe-óxido-Cu-Au são caracterizados por uma abundância de magnetita e/ou hematita e ocorrem em corpos tabulares, preenchendo brechas, veios e também de modo disseminado. Estão comumente associados a ambientes continentais com magmatismo anorogênico. As rochas hospedeiras incluem todas as litofácies vulcanosedimentares variando de sistemas sedimentares proximais, epizonais, a sedimentos vulcanoclásticos distais e plútons epizonais com idades variando de 1900 Ma até o recente, com intervalos preferenciais entre 1500 a 1900 Ma. Os depósitos variam de essencialmente monometálicos (Fe) até polimetálicos (Fe⁺, Cu⁺, U⁺ Au⁺, Ag⁺, ETRs). Grandes depósitos monometálicos têm sido mineralizados somente para ferro, mas os metais associados aos depósitos polimetálicos são os de maior interesse econômico (Gandhi e Bell, 1996).

Os maiores e mais importantes exemplos incluem os clássicos depósitos de magnetita-apatita-actinolita do distrito de Kiruna no norte da Suécia e sudeste do Missouri nos Estados Unidos, além do depósito gigante de Cu-U-Au-Ag-ETR Olympic Dam localizado no sul da Austrália. Na Amazônia depósitos tipo Fe-óxido, Cu e Au são descritos na região de Carajás.

Para aplicação do modelo tipo Fe-óxido-Cu-Au, na região da Amazônia Brasileira foram separados e combinados diversos fatores a partir dos seguintes temas descritos abaixo.

Os fatores geológico e tectônico combinados foram obtidos por meio do operador OU a partir dos *grids* binários do operador OU a partir dos *grids* binários dos seguintes temas: *Gr_1500nao*, que corresponde ao *buffer* de 20 Km em redor das rochas intrusivas com idade entre 1500 a 1800 Ma sem magmatismo anorogênico, com padrão anômalo igual a 0,3 e não-anômalo igual a 0,1; *Gr_1900nao*, *buffer* de 20 Km em redor das rochas intrusivas com idade entre 1800 a 1900 Ma sem magmatismo anorogênico, com padrão anômalo de 0,6 e não-anômalo de 0,1; *Gr_1500mag*, *buffer* de 20 Km em redor das rochas intrusivas com idade entre 1500 a 1800 Ma com magmatismo anorogênico, sendo o padrão anômalo 0,6 e não-anômalo 0,1; e *Gr_1900mag*, com *buffer* de 20 Km em redor das rochas intrusivas com idade entre 1800 a 1900 Ma com magmatismo anorogênico sendo o valor anômalo igual a 0,9 e não-anômalo igual 0,1.

Para a modelagem, também foi considerada uma combinação entre os temas Litologias Encaixantes, Estruturas e do Mapa Radiométrico do Brasil de Contagem Total (Altos Radiométricos), por meio do operador GAMMA, obtendo-se os fatores geológico, estrutural e geofísico.

Assim, o *grid* do tema Litologias Encaixantes considerou como anômalo o valor 0,9 para as rochas com idade entre 1800 a 1900 Ma, peso 0,6 para as rochas com idade entre 1500 a 1800 Ma e não-anômalo o valor 0,1. No Mapa de Contagem Total, os valores anômalos corresponderam às três primeiras classes com os mais altos valores radiométricos com valores de 0,9, 0,8 e 0,7 respectivamente e finalmente o mapa de estruturas que correspondeu a um *buffer* de 2 km ao redor de todas as falhas com intervalos de 500 m. Até 500 m peso 0,9, de 500 a 1.000 m peso 0,8, de 1.000 a 1.500 m peso 0,75 e de 1.500 a 2.000 m foi atribuído peso 0,75.

A partir da combinação final do fator Geológico, Tectônico, Estrutural e Geofísico utilizando o operador GAMMA, foi obtido

o Mapa de Favorabilidade, que permitiu separar zonas com valores de 0,843 a 0,991, relacionadas às mineralizações do tipo Fe-óxido como é o caso dos jazimentos de Gameleira, Águas Claras, Serra Norte e Serra Sul, Igarapé Araraquara e Cristalino além de outros na região de Carajás.

Outras áreas como a região do Tapajós também foram ressaltadas como de alta favorabilidade, e isto pode estar relacionado aos dados disponíveis no SIG, que não permitiram uma separação entre os critérios para os modelos tipo Pórfiro e Fe-óxido. Outra região destacada como de alta favorabilidade pelo modelo adotado foi o da Amazônia Central Norte (Figs. VIII.11 e VIII.12).

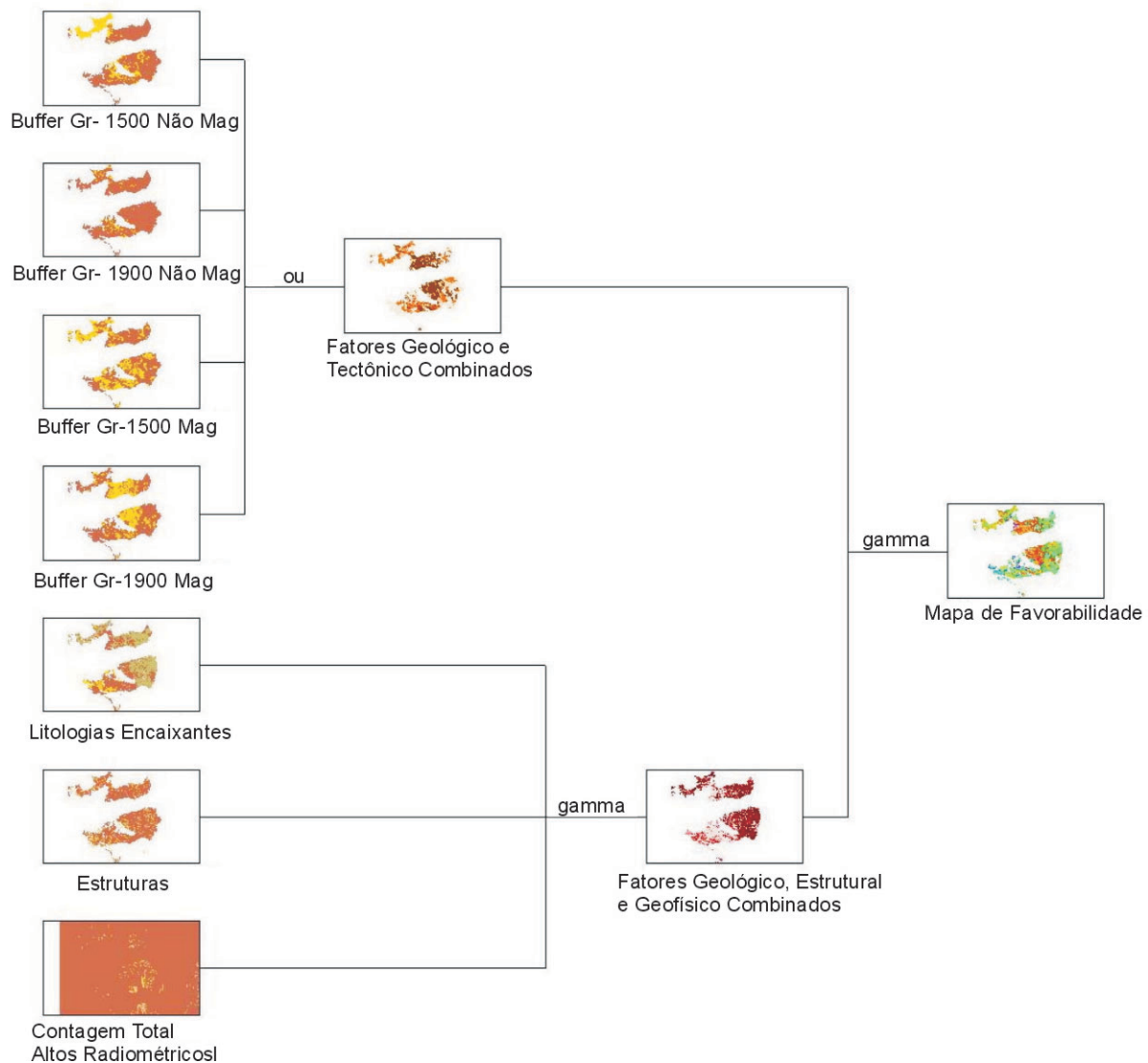


Figura VIII.11 – Fluxograma óxido-Fe-Cu-Au para o Proterozóico na Amazônia

Figure VIII.11 – Flowchart Fe-oxide-Cu-Au for the Proterozoic in the Amazon

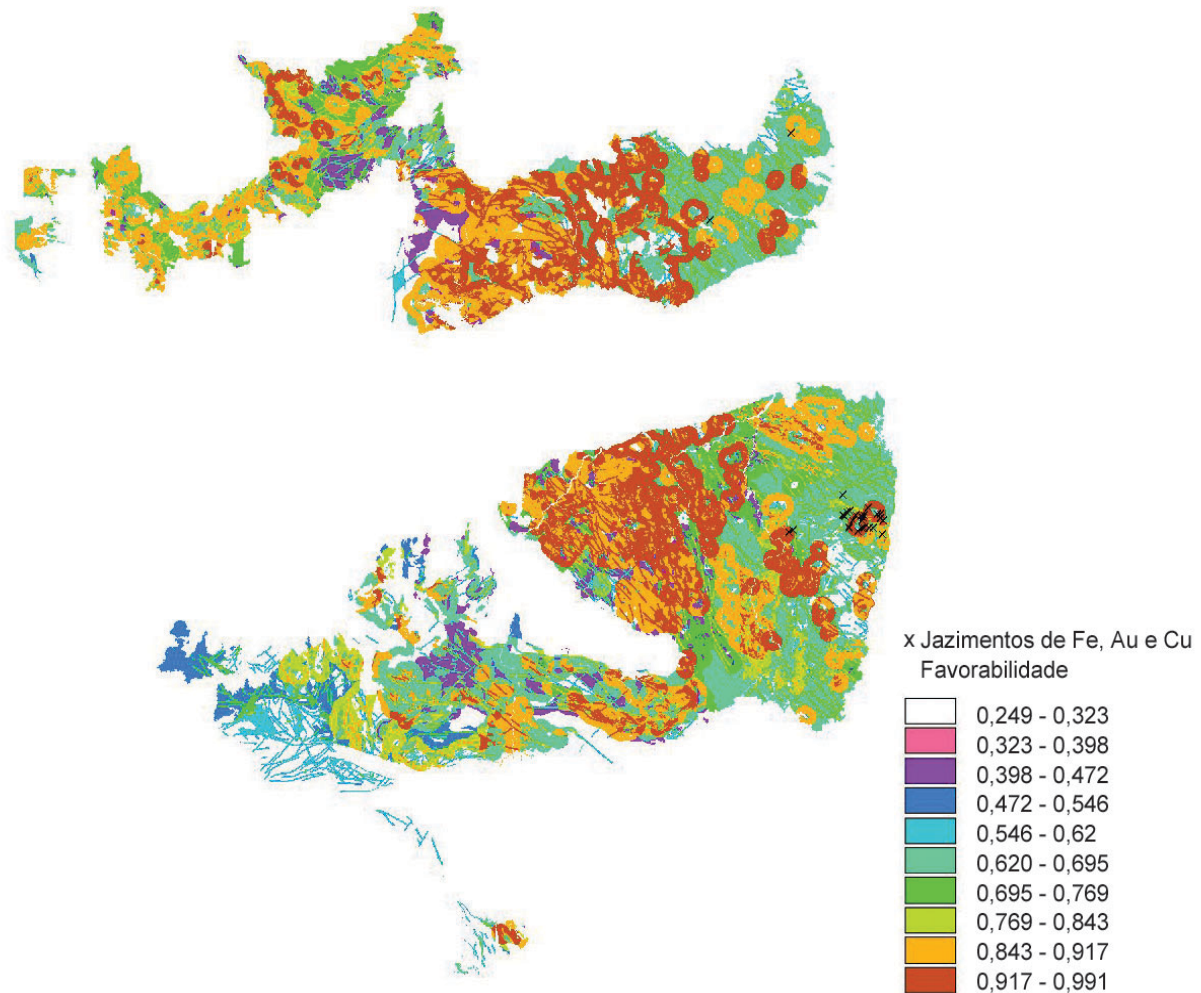


Figura VIII.12 – Mapa de favorabilidade Modelo óxido-Fe-Cu-Au para o Proterozóico na Amazônia

Figure VIII.12 – Favorability Map Fe-oxide-Cu-Au for the Proterozoic in the Amazon

Sn e Metais Associados W, Ta e Nb em Granitóides na Região Amazônica

A seleção de áreas-alvo, etapa importante da prospecção mineral, é, geralmente, feita por analogia. Uma vez caracterizado um modelo de depósito mineral se espera encontrar novos depósitos em outros locais com os mesmos condicionamentos geológicos do modelo prospectado. Partindo de um modelo de mineralização tipo *greisen* e/ou veios associados a granitogênese com características mundialmente conhecidas e pesquisando-se o modelo de ocorrência de Sn e metais associados W, Ta e Nb na Amazônia, foi elaborado um modelo descritivo desses depósitos para a modelagem.

Na Região Amazônica dois importantes distritos estaníferos se destacam: o Distrito Estanífero de Pitinga e o Distrito Estanífero de Rondônia. Em ambos os casos associam-se a granitogênese anorogênica, do tipo intraplaca, com idades variáveis de 900 a 1900 Ma.

O modelo de depósitos e a quantificação de favorabilidade a mineralizações de Sn e metais associados W, Ta e Nb na Amazônia, onde existem dezenas de depósitos que foram explorados ou estão em exploração, permitiu um excelente controle do resultado obtido.

Compatibilizou-se o modelo descritivo do depósito mineral de interesse com os dados existentes e os termos geológicos empregados na base de dados do SIG. Por meio de consultas à base de dados do SIG foram gerados os mapas de evidências, segundo descrição no parágrafo seguinte.

Geração do *Grid* dos Litotipos Favoráveis, correspondente aos litotipos das unidades hospedeiras das mineralizações de estanho, sendo o padrão anômalo constituído por rochas graníticas (albita granito, monzogranitos, sienogranitos e sienitos), ao qual foi atribuído peso 0,8. Elaboração do *Grid* Idades Favoráveis, que descreve os litotipos com idades das suites intrusivas graníticas portadoras das mineralizações de estanho, sendo o padrão anômalo o intervalo entre 950 e

1900 Ma, também com peso 0,8. Foi realizada consulta para geração do *Grid* Rochas Plutônicas, que corresponde às rochas plutônicas como padrão anômalo e peso 0,5. Foi gerado o *Grid* Ambiente Tectônico, contendo padrão anômalo para o ambiente tectônico com rochas magmáticas ou suíte magmática orogênica, de margem ativa de placa, com peso 0,7. Isto porque, segundo a classificação do SIG–GTRMB e de acordo com o modelo tectônico adotado para a região, as rochas graníticas teriam sido colocadas ao final desta orogênese. Por fim, consulta à base de dados para geração do *Grid* Magmatismo onde os granitóides do tipo A (anorogênicos) foram selecionados como padrão anômalo e atribuído peso 0,9.

Em seguida utilizou-se a combinação dos mapas derivados com base no conhecimento (*Knowledge-Driven*) em que os parâmetros do modelo de depósitos de Sn e metais associados W, Ta e Nb são estimados por especialistas por meio da lógica *fuzzy*, como nos demais modelos. Foram gerados Fator Litológico, Fator Geológico e Fator Tectônico segundo operadores mostrados no fluxograma da Fig. VIII.13. Dessas combinações resultou o mapa de favorabilidade utilizando operador GAMMA no cruzamento do Fator Geológico com o Fator Tectônico.

O resultado da aplicação dos operadores *fuzzy*, em mapas derivados do banco de dados, gerou um mapa de índice de

probabilidade que contemplou todos os corpos graníticos mineralizados a estanho ou potencialmente estaníferos cartografados em escala 1:2.500.000, com os melhores índices e, ainda, destacou uma série de corpos, na região de Roraima, Norte do Amazonas e Norte do Pará. Salienta-se que são áreas onde o conhecimento geológico é baixo e não se tem conhecimento de mineralizações de Sn e metais associados W, Ta e Nb, abrindo, deste modo, um novo e promissor alvo para pesquisa mineral, ficando evidente a coerência dos resultados obtidos e a importância da utilização de um banco de dados georreferenciado. Para este modelo descritivo de depósito mineral as informações contidas na base de dados do SIG se mostraram suficientes para o bom emprego da técnica, mesmo considerando as restrições impostas pela escala (Figs. VIII.13 e VIII.14).

Cromo Estratiforme, Província São Francisco

Corpos máfico-ultramáficos estratiformes contendo mineralizações de cromo associam-se a regimes tectônicos extensionais em ambientes continentais e têm sido formados desde o Pré-Cambriano Inferior ao Holoceno, mais extensivamente em períodos anteriores a 1000 Ma e mais

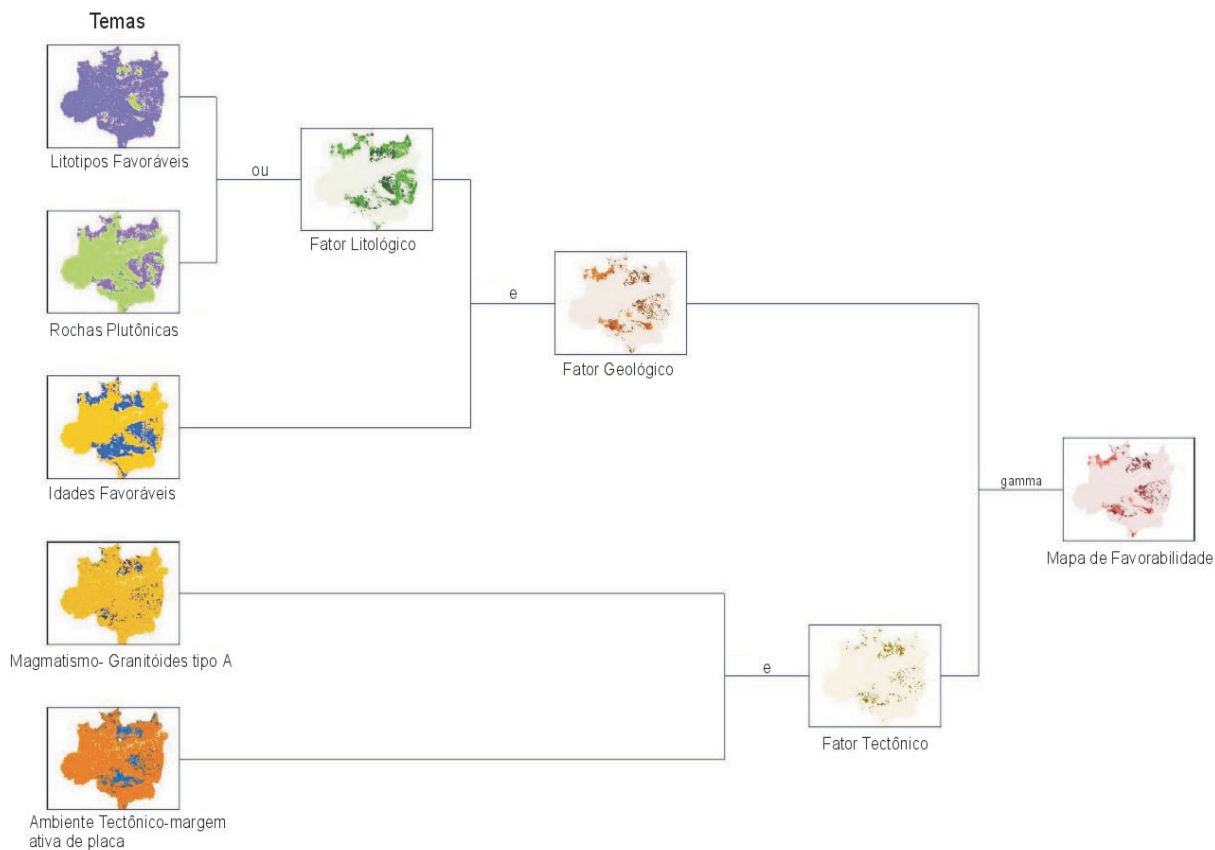


Figura VIII.13 – Fluxograma Sn e Metais Associados W, Ta e Nb em Granitóides da Amazônia

Figure VIII.13 – Flowchart Sn and Associated Metals W, Ta and Nb in Amazon Granitoids

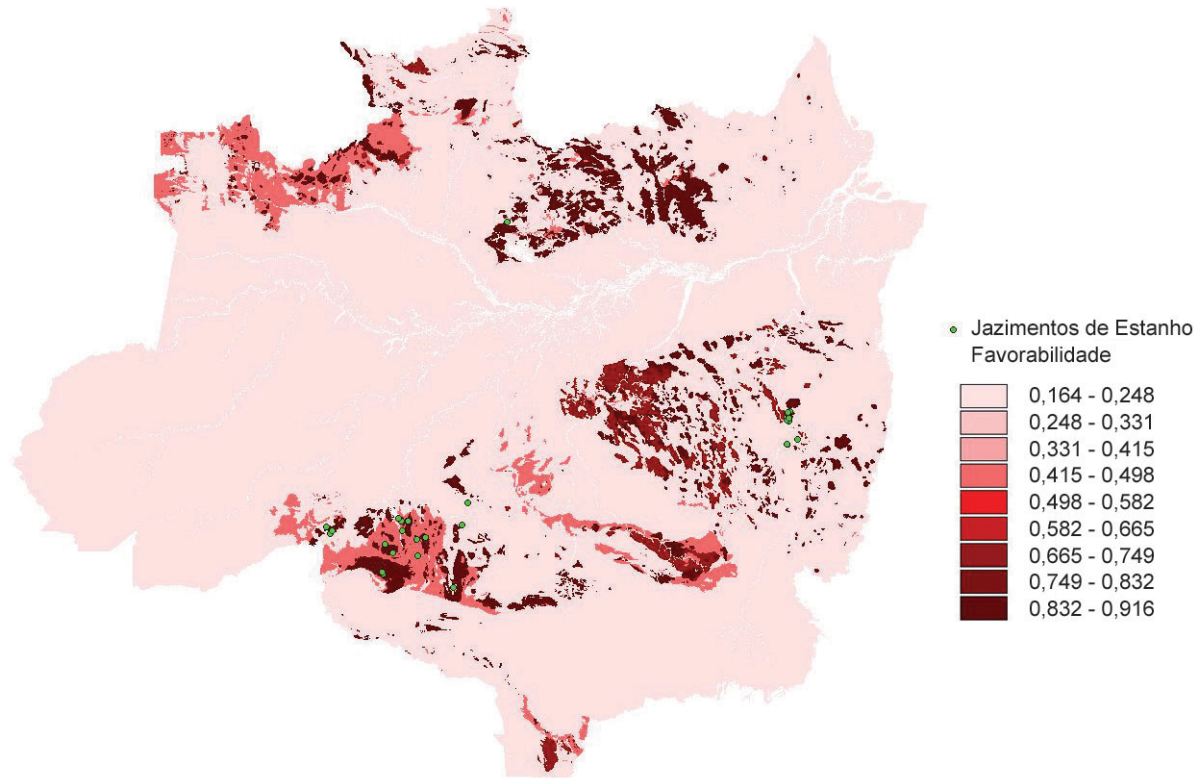


Figura VIII.14 – Mapa de favorabilidade – Sn e Metais Associados W, Ta e Nb em Granitóides da Amazônia

Figure VIII.14 – Favorability Map – Sn and Associated Metals W, Ta and Nb in Amazon Granitoids

importantes quando mais antigos que 1900 Ma. Em sua maior parte encontram-se estratificados, com estratos que geralmente possuem um alto grau de perfeição e continuidade e podem variar de milímetros a dezenas de metros. São comuns bandamentos rítmicos e crípticos. De um modo geral, a composição dos estratos varia de peridotítica, na base, a granítica ou granofírica, no topo. Compreende uma diversidade enorme de tipos litológicos, notadamente dunitos, peridotitos (harzburgitos e lherzolitos), piroxenitos (ortopiroxenitos e websteritos), troctólitos, noritos, gabros, gabronoritos, anortositos e granófiros, sendo lherzolitos e wehrlitos raros (Jackson e Thayer, 1972). Quando presente a cromita ocorre associada às seqüências mais basais, em geral relacionada a rochas piroxeníticas e preferencialmente associada a magmatismo do tipo tholeiítico/tholeiítico alto MgO.

O Cráton São Francisco, definido como uma entidade geotectônica estabilizada no final do evento Transamazônico e margeada por cinturões de dobramento brasileiros (Almeida, 1977), compreende, em seu embasamento, terrenos granulíticos e granito-gnáissico migmatíticos, encerrando seqüências vulcanossedimentares de baixo a médio grau metamórfico, além de diversos corpos intrusivos, incluindo corpos máfico-ultramáficos.

Destaca-se no território nacional como uma das províncias geológicas portadoras de algumas das maiores mineralizações

de cromo do País, destacando-se o Complexo Campo Formoso, corpos do Vale do Jacurici, a seqüência máfico-ultramáfica da região centro-norte de Minas Gerais, entre outras.

Numa tentativa de delimitar regiões de maior favorabilidade para este tipo de mineralização no Cráton São Francisco foram tratados os mapas geológicos e tectônicos e as informações do GEOBANK® sobre litoestratigrafia, tectônica e recursos minerais do SIG-GTRMB. Para o modelamento foi extraído, por consultas ao SIG-GTRMB, o tema Ambiente Tectônico 1 que teria como padrão anômalo ambientes de regime distensivo, ao qual foi atribuído peso 0,7, e ao restante dos regimes tectônicos peso 0,1. Foram separados no tema Ambiente Tectônico 2 o padrão anômalo para ambiente intraplaca com peso 0,3 e peso 0,1 para o não-anômalo. Do cruzamento destes temas foi gerado o fator tectônico.

Para o Fator Magmatismo foi gerado um *Grid* do tipo de magmatismo, em que os tipos classificados como máfico-ultramáfico, tholeiítico e tholeiítico-komatiítico corresponderiam ao padrão anômalo, com peso 0,8. O tipo gabro-anortosítico corresponderia a um peso menor 0,6, tendo em vista a possibilidade de existência de corpos próximos de caráter mais ultramáfico, e os demais com padrões não-anômalos o peso de 0,1.

Para geração do Fator Geológico foram cruzados os *Grids* dos litotipos favoráveis, com *buffers* de 8 km em torno deles

e de idades favoráveis, por meio do operador E. Para os litotipos favoráveis foram considerados padrões anômalos representados pelos serpentinitos, dunitos, piroxenitos, peridotitos, metalultrabásicas, e especificamente os wherlitos, harzburgitos, noritos, gabronoritos, que tiveram peso 0,9. As demais rochas tiveram peso 0,2. Para contemplar alinhamentos conhecidos entre os corpos máfico-ultramáficos na região, destacando possíveis áreas de concentrações de outros corpos não-mapeados na escala de trabalho e/ou desconhecidos, foram criados *buffers* de 8 km em torno dos corpos já delimitados na geologia, com espaçamento de 2 km cada e pesos variando de 0,72 a 0,43. O tema de Idades favoráveis priorizou como padrão anômalo o intervalo entre 1,9 e 2,5 Ma com peso 0,8, > 2,5Ma com peso 0,6 e < 1,9Ma peso 0,1. Nesta etapa do trabalho os dados geofísicos não foram utilizados.

A modelagem utilizando a Lógica *Fuzzy* permitiu separar zonas de maior favorabilidade (0,848–0,926) relacionadas aos complexos conhecidamente portadores de mineralizações de cromo estratiforme, como é o caso das minas de cromo da

região de Campo Formoso e Vale do Jacurici. A criação dos *buffers* em torno dos principais corpos máfico-ultramáficos selecionou também de maneira mais otimista outras regiões com corpos diferenciados não-representados nesta escala de trabalho ou não-mapeados com valores de favorabilidade entre 0,539 a 0,848. As áreas selecionadas como de maior favorabilidade, em confronto com os pontos de treinamento (jazimentos minerais), demonstram que mesmo com dados ainda na escala de 1:2.500.000 é possível reconhecer importantes mineralizações e destacar possibilidades como ao sul da região do Quadrilátero Ferrífero (Figs. VIII.15 e VIII.16).

Esmeralda em Xistos na Província São Francisco

As jazidas de esmeralda estão comumente relacionadas à interação entre rochas ultramáficas e corpos graníticos intrusivos. Especificamente no Cráton São Francisco importantes jazimentos são reconhecidos como os de Carnaíba e Socotó, na Bahia, e Itabira e Nova Era, em Minas Gerais.

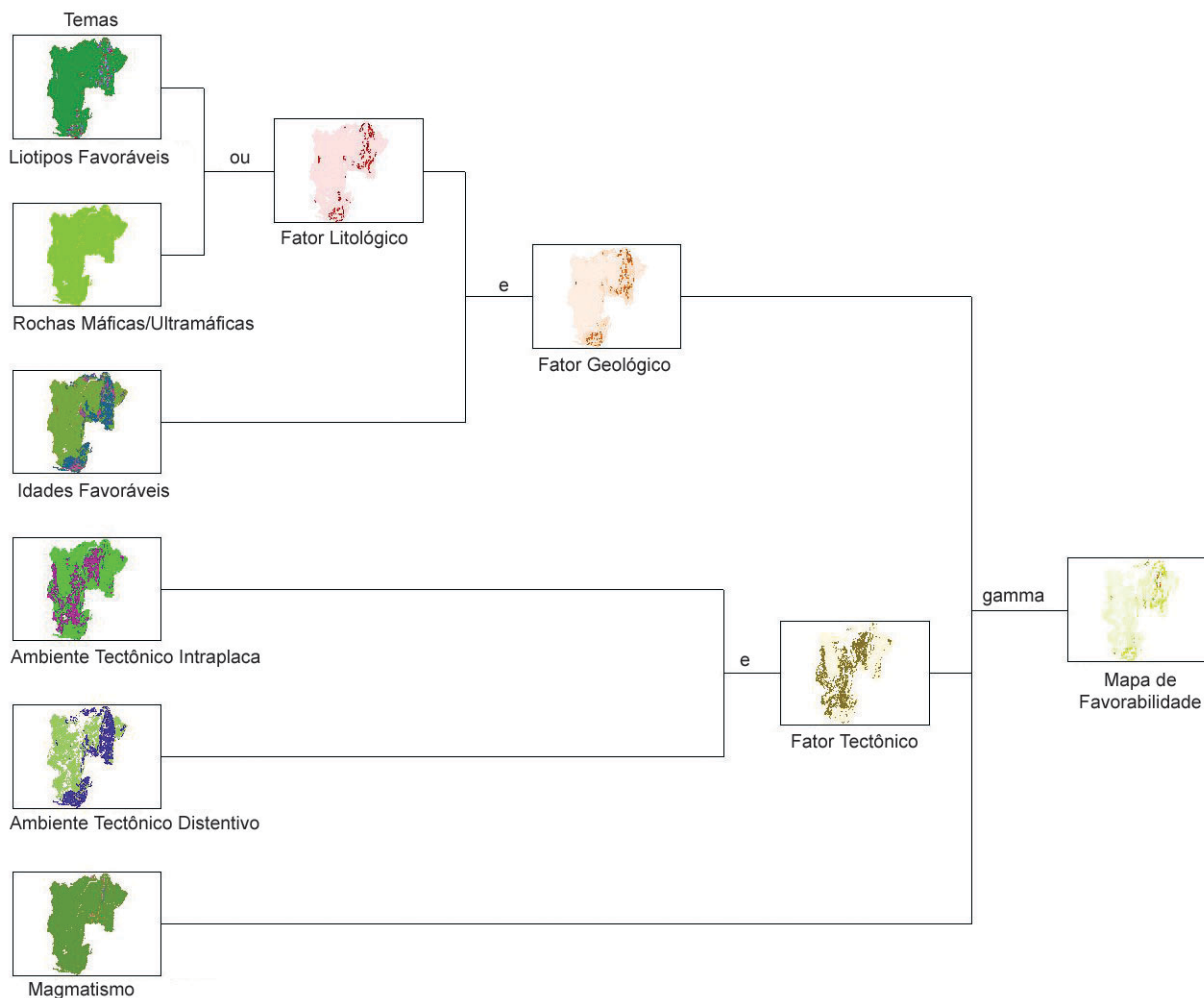


Figura VIII.15 - Fluxograma Cromo Estratiforme na Província São Francisco

Figure VIII.15 - Flowchart Stratiform Chromium in São Francisco Province

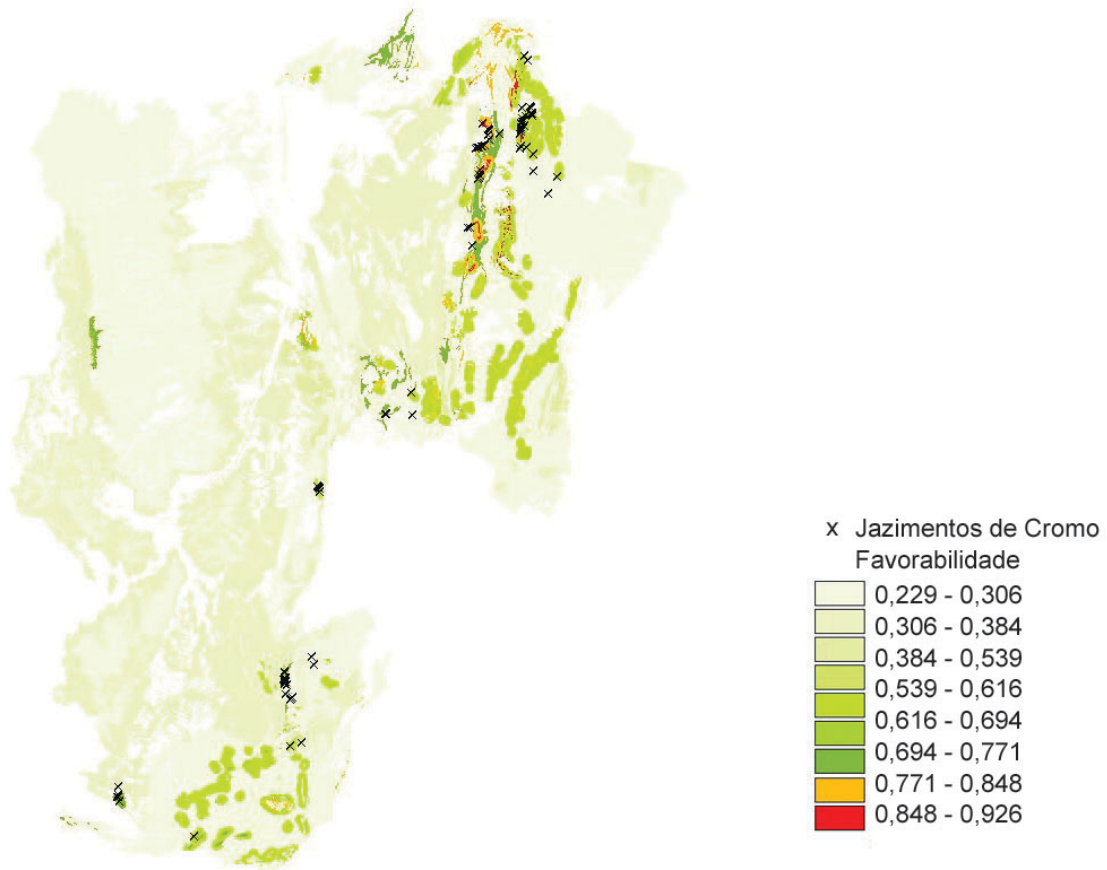


Figura VIII.16 – Mapa de favorabilidade – Modelo Cromo Estratiforme na Província São Francisco

Figure VIII.16 – Favorability Map – Stratiform Chromium Model in São Francisco Province

Na região de Carnaíba e Socotó, a esmeralda está encaixada nos complexos e corpos máfico-ultramáficos paleoproterozóicos em contato. Ocorrem ou como megaxenólitos nos granitos peraluminosos também de idade transamazônica ou nos corpos máfico-ultramáficos imbricados nos quartzitos.

Com base neste modelo de depósito já conhecido para este tipo de mineralização foi elaborada a modelagem mineral, seguindo a metodologia aplicada aos demais modelos.

Os corpos graníticos foram separados em um tema de evidência Quimismo. Este tema foi elaborado a partir do campo tipo magmático no mapa de ambientes tectônicos, com padrão anômalo para granitoides tipo S e augengranitoides intraplaca com peso 0,9; tipo I = 0,5; e tipo A = 0,2 e outras litologias = 0,1.

A Idade de Colocação dos Granitos foi usada para compor outro Grid gerado a partir das siglas das unidades litoestratigráficas no mapa geológico, onde foram separados os granitos por idade. O padrão anômalo de 0,9 corresponde a granitos PP3_gamma e PP4_gamma; PP2_gamma = 0,7; PP1_gamma = 0,3 e outros = 0,1.

O tema de Rochas Máficas e Ultramáficas foi separado por consultas de corpos ultrabásicos, básicos e seqüências

vulcanossedimentares que encerram seqüências máficas e ultramáficas selecionadas a partir da legenda do mapa geológico da província. Os campos litologia 1 e 2 não puderam ser utilizados por estarem ainda incompletos. Também foi usado arquivo com as ocorrências de cromo, para identificar os corpos cromitíferos. Desta maneira foram classificados como a seguir: padrão anômalo para corpos ultrabásicos com cromo/cromita associado igual a 0,9; Grupo Jacobina, que inclui corpos ultrabásicos cromitíferos não-cartografados na escala = 0,8; corpos ultrabásicos e/ou básicos sem cromo/cromita ou seqüências vulcanossedimentares cromíferas = 0,6; seqüências vulcanossedimentares sem cromo = 0,3; outros = 0,1.

Foi gerado também um tema onde foram extraídos os contatos entre os corpos graníticos e corpos ultrabásicos, básicos e seqüências vulcanossedimentares, aos quais foram criados *buffers* com intervalos de 1 km até 5 km, classificados em intervalos regulares, com pesos variando de 0,7, nos intervalos mais próximos, a 0,1 em distâncias além de 5 km.

Todos os temas de evidência gerados foram combinados utilizando os operadores E, OU e GAMMA.

O modelamento resultou em áreas mineralizadas potenciais posicionadas ao longo de *trend* N-S, na porção norte da

provincia, envergando para NE–SW, na porção sul, só interrompido pela Província Mantiqueira com valores de favorabilidade maiores que 0,71. Além de contemplar as áreas onde ocorrem os principais campos de esmeralda, Carnaíba/Socotó (BA) e Itabira/Nova Era (MG), outras áreas também foram ressaltadas como de alta favorabilidade por reunirem os atributos essenciais à formação de esmeralda: interação de pegmatitos oriundos de granitos e augengranitóides paleoproterozóicos, calcialcalinos de alto K, meta a peraluminosos, com ultramafitos mais antigos sobretudo se portadores de cromita ou situados próximos a jazimentos de cromo. Em algumas regiões essa alta favorabilidade não foi destacada, a despeito da ocorrência de esmeralda, como a norte da provincia e na região de Anagé (SW da Bahia). Em ambos os casos as rochas ultramáficas ou granitos não estão individualizados e/ou os granitos são de idade arqueana e não há referência à ocorrência de cromita nas proximidades (Figs. VIII.17, VIII.18 e VIII.19).

Depósitos de U-Tr-P em Rochas Alcalinas e Complexos Carbonatíticos – Rede de Desenvolvimento Sudeste/Sudoeste Araguaia–Tocantins

Os depósitos de U-Tr-P relacionados aos carbonatitos e aos complexos alcalinos são conhecidos em todos os continentes e

existem desde o Proterozóico até o Cenozóico. Os carbonatitos constituem unidades geológicas essencialmente continentais, com crosta espessa e bem evoluída, sempre associadas às zonas de grande rebaixamento e riftes. Nestas regiões os carbonatitos, sempre acompanhados por manifestações alcalinas, situam-se preferencialmente nas zonas de inflexão das placas continentais, na borda dos megafaturamentos. A mesma posição é ocupada por extensas provincias alcalinas que, no entanto, são menos restritas quanto ao ambiente tectônico onde se situam. São conhecidas muitas manifestações, plutônicas e vulcânicas, de rochas alcalinas em margem continentais ativas e em ambientes oceânicos.

Complexos alcalinos e carbonatitos alinham-se segundo *trends* bem marcadas em Angola, Brasil, SW da África e Uruguai. Estas lineações coincidem com falhas transformantes centradas no pólo de rotação cretácico para a América do Sul (Marsh, 1973; Rodrigues, 1970; Biondi, 1976).

No Brasil, os principais depósitos ligados a carbonatitos e aos complexos alcalinos apresentam um marcante controle tectônico de caráter ruptural. Além disso, tem sido observado que preferencialmente estão limitados às zonas marginais de áreas cratônicas, bordejando as grandes bacias sedimentares brasileiras, como a Amazônica, a do Meio-Norte e a do Paraná.

As litologias hospedeiras das mineralizações são geralmente carbonatitos, piroxenitos, peridotitos e rochas nefelínicas e sieníticas em geral.

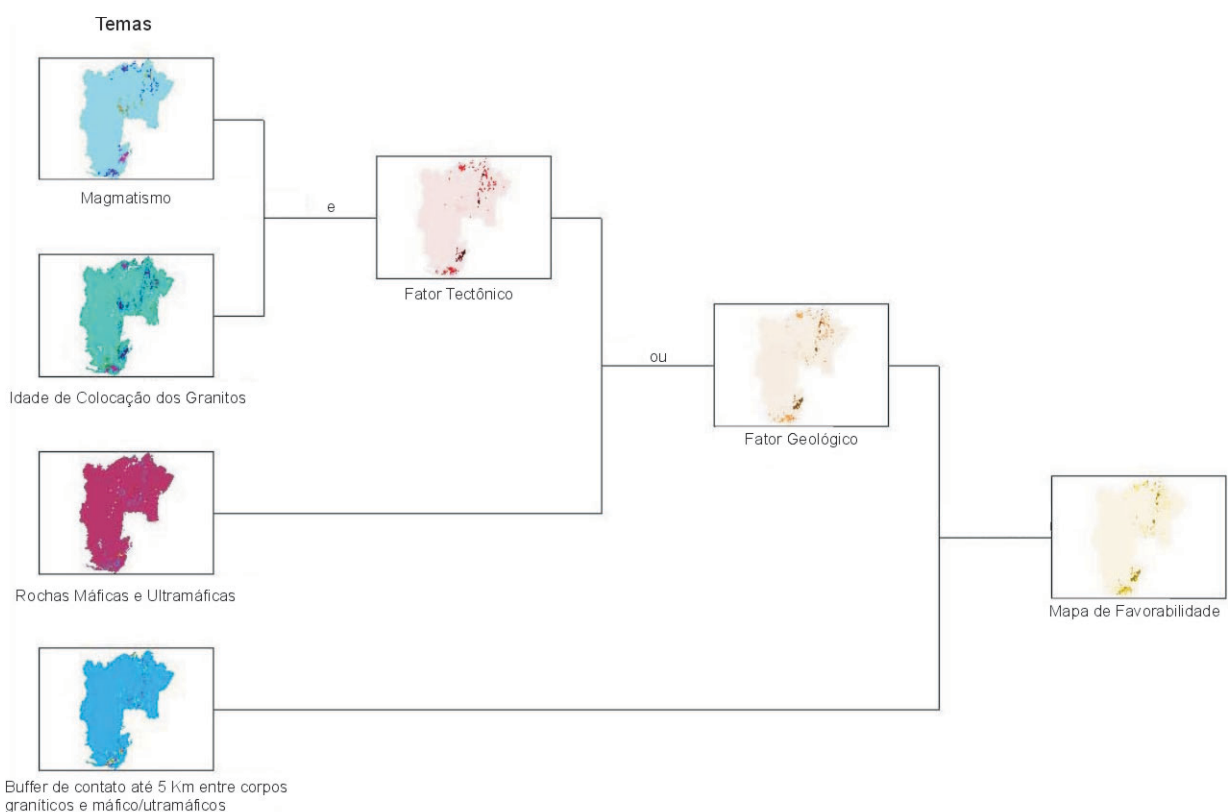


Figura VIII.17 – Fluxograma – Esmeralda na Província São Francisco

Figure VIII.17 – Flowchart – Emerald in São Francisco Province

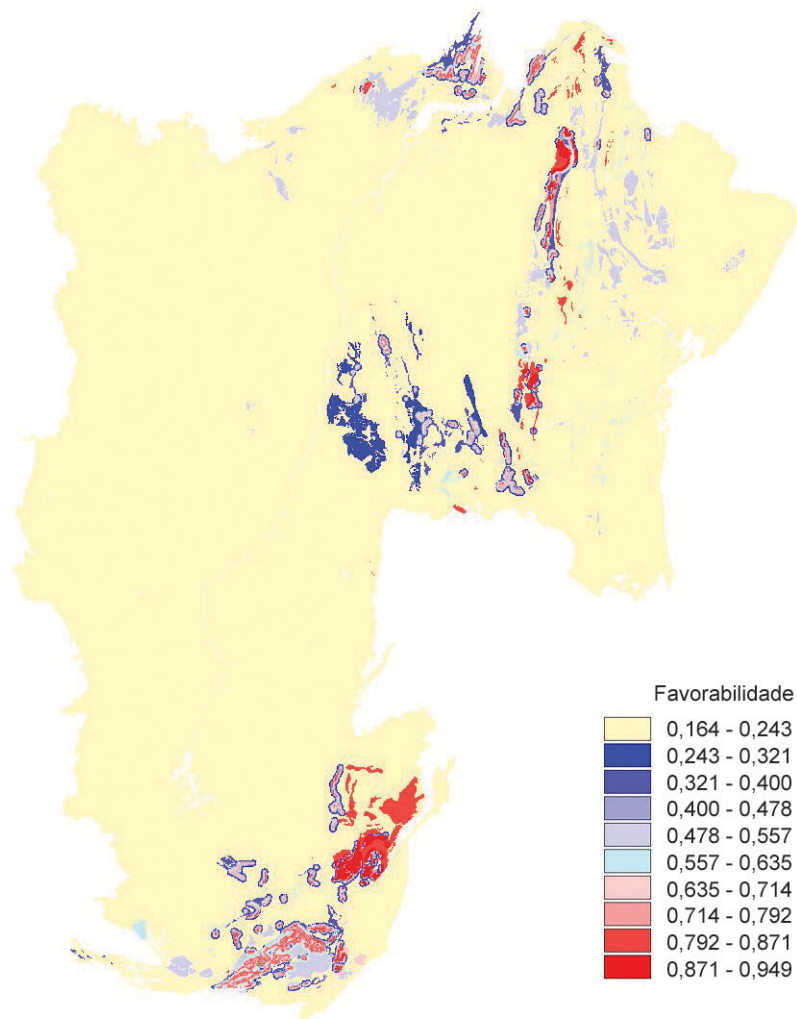


Figura VIII.18 – Mapa de Favorabilidade – Esmeralda na Província São Francisco

Figure VIII. 18 – Favorability Map – Emerald in São Francisco Province

Para a aplicação do modelo na região dos eixos de desenvolvimento Sudeste/Sudoeste/Araguaia-Tocantins foram combinados fatores geológicos, tectônicos e magmáticos a partir dos dados estruturados no SIG, gerados a partir da combinação dos seguintes temas: *grid* binário do tema Ambiente Tectônico 1, que teve como padrão anômalo o ambiente intraplaca com peso 0,8 e os demais 0,1 e que foi combinado por meio do operador OU com o tema Ambiente Tectônico 2, cujo padrão anômalo foi atribuído às suítes magmáticas com peso 0,8 e os demais valores 0,1.

A partir do resultado obtido com a combinação dos ambientes tectônicos foi incorporado o tema Magmatismo em que os tipos basalto tholeiítico e álcali-basalto, sienito, máfico-alcálico e carbonatítico e máfico-ultramáfico correspondem ao padrão anômalo, com peso 0,9. Os tipos augengnaisse e granitóide tipo A correspondem a 0,7 e tipo bimodal a 0,4. O tipo bimodal foi acrescentado ao modelo uma vez que alguns

basaltos conhecidos alcalinos devido à escala de trabalho foram agrupados no SIG como de natureza bimodal.

O Fator Geológico foi obtido pela combinação de dois conjuntos litológicos: Litologia 1, que corresponde ao *grid* dos litotipos representados por todos os tipos de granitos alcalinos (alaskitos e nordmarkitos) até rochas ultrabásicas como os jacupirangitos, com termos intermediários portadores de feldspatóides (sódicos como os nefelinitos ou potássicos como os leucititos) e ainda com todas as raridades que compõem a série dos carbonatitos e que perfazem um percentual igual ou acima de 10% da unidade litoestratigráfica a que pertencem. O segundo conjunto, Litologia 2, está relacionado aos mesmos litotipos, porém num percentual menor que 10%. Os pesos foram atribuídos de maneira diferenciada (0,9 e 0,6), levando-se em consideração a predominância e natureza dos litotipos descritos acima. Os demais litotipos representam o padrão não-anômalo, com peso 0,1. Para a

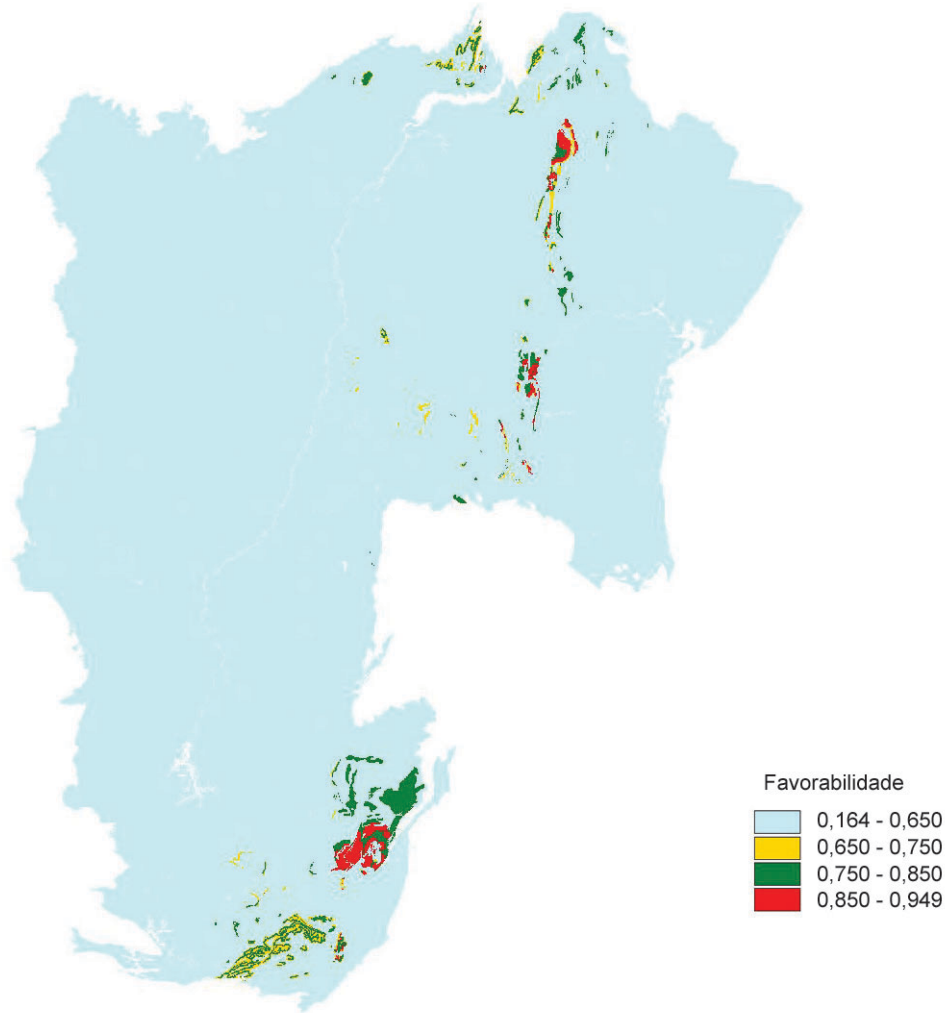


Figura VIII.19 – Mapa de Favorabilidade – Esmeralda reclassificado – Província São Francisco

Figure VIII.19 – Favorability Map – Reclassified Emerald – São Francisco Province

modelagem foi aplicado o operador OU e ao final o fator Geológico e o Tectônico foram combinados por meio do Operador E.

A aplicação da Lógica *Fuzzy* permitiu separar zonas de maior probabilidade (0,82 a 0,9), confirmando áreas já conhecidas, relacionadas aos complexos alcalinos e carbonatitos conhecidamente portadores de mineralizações de U, Tr e P, como é o caso das regiões do distrito Uranífero de Poços de Caldas, Araxá (depósitos de Nb), Tapira e Catalão I (Nb e P), Jacupiranga (P) e Catalão II com U, Tr e P. Entretanto, a modelagem permitiu também selecionar outras áreas com favorabilidade intermediária a alta, originadas em função da combinação de fatores pertencentes ao modelo conceitual. Assim foram selecionadas também com favorabilidades altas os complexos plutônicos alcalinos na região de Goiás e a suíte alcalina do Peixe em Tocantins, além dos maciços alcalinos na região dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo (Figs. VIII.20 e VIII.21).

Avaliação dos Resultados Obtidos e Considerações Finais

Os resultados das modelagens aqui apresentadas, apesar das limitações da escala de trabalho, da baixa densidade de informações e da forma de disponibilização dos diversos temas abordados, permitem vislumbrar as possibilidades e os recursos da ferramenta SIG no delineamento de áreas previsionais, chegando a resultados internamente consistentes.

Grande parte dos modelos aqui apresentada ainda é passível de refinamentos e serão complementados mediante consulta a outros dados não-presentes no SIG que acompanha este volume. Em apenas um dos modelos (FeOx-Cu-Au) acrescentou-se dados geofísicos de gamaespectrometria aérea – contagem total, e os resultados obtidos foram satisfatórios. A partir dos resultados obtidos, presume-se que os dados causem maior impacto quando considerados em modelagens com base escalar de maior detalhe. Tendo em vista a escala da informação

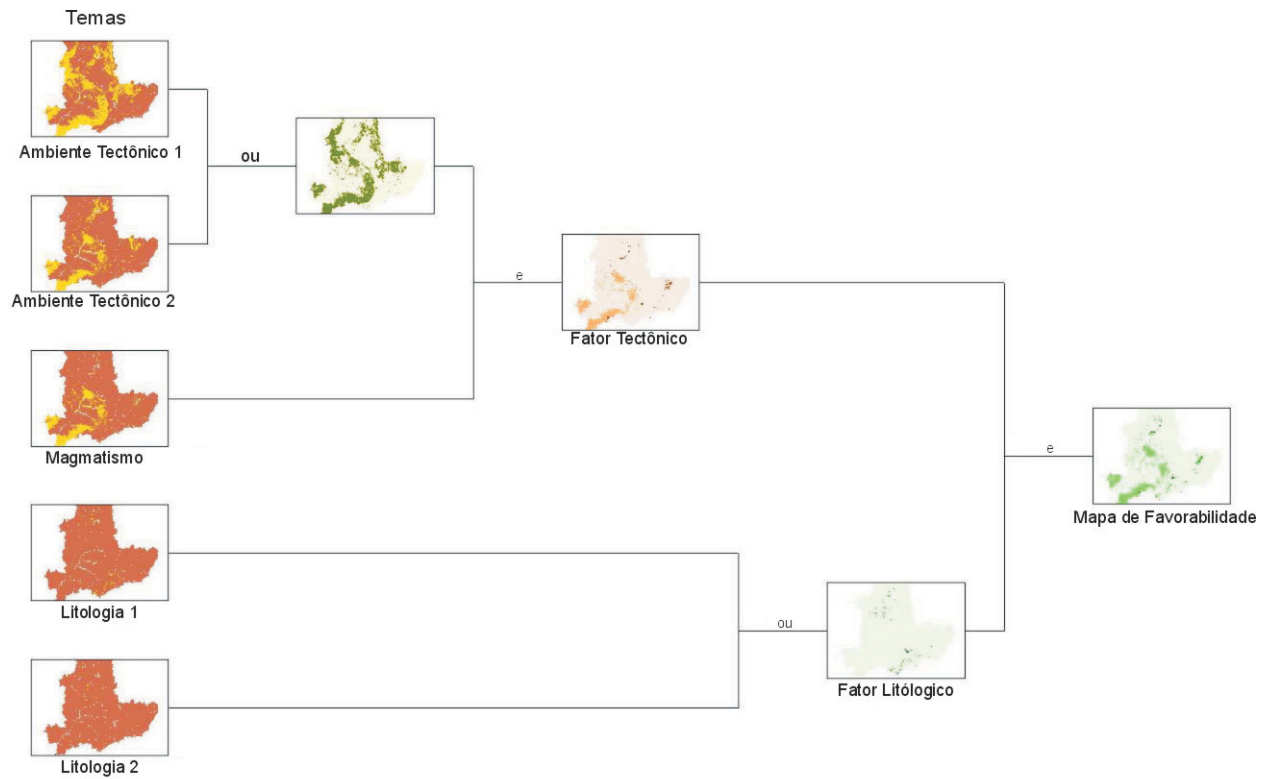


Figura VIII.20 – Fluxograma U-Tr-P em Rochas Alcalinas e Complexos Carbonatíticos na região dos Eixos de Desenvolvimento Sudeste/Sudoeste/Araguaia–Tocantins

Figure VIII.20 – Flowchart – U-Tr-P in Alkaline Rocks and Carbonatite Complexes in the region of Development Axis SE/SW/Araguaia–Tocantins

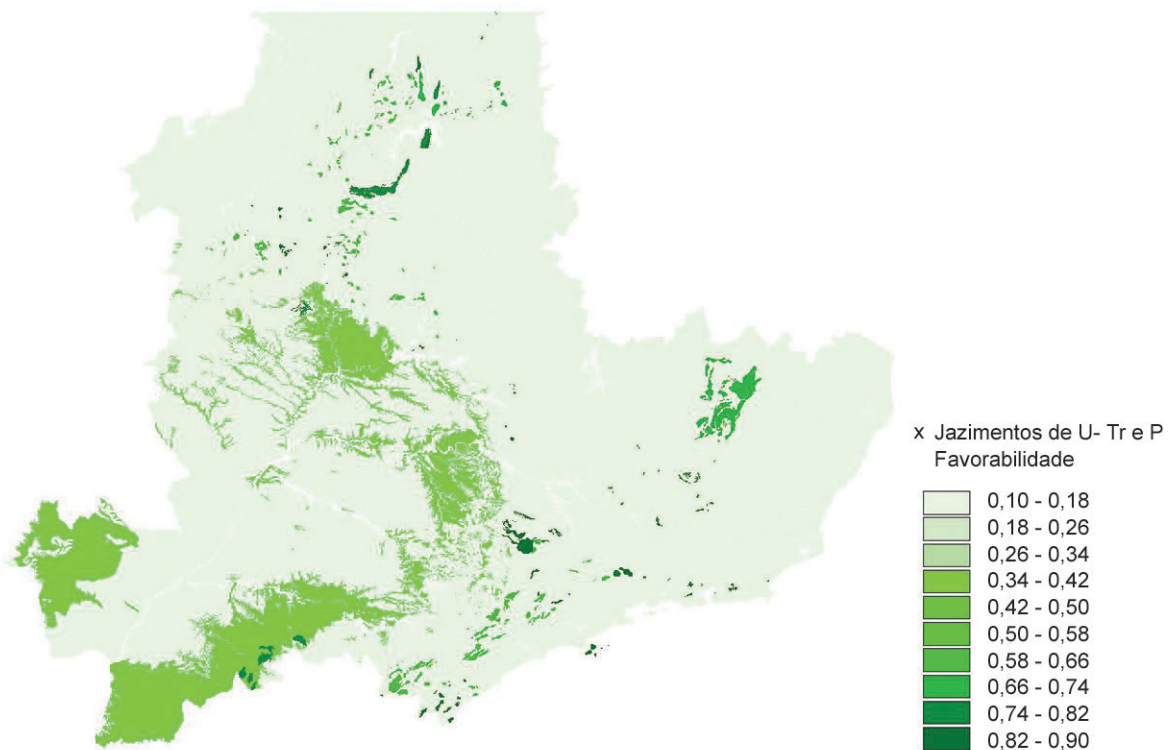


Figura VIII.21 – Mapa de favorabilidade U-Tr-P em Rochas Alcalinas e Complexos Carbonatíticos – Rede de Desenvolvimento Sudeste/Sudoeste/Araguaia–Tocantins

Figure VIII.21 – Favorability Map U-Tr-P in Alkaline Rocks and Carbonatite Complexes – Development Network SE/SW/Araguaia–Tocantins

sendo trabalhada e como a cobertura dos dados geofísicos ainda é muito heterogênea para o Brasil, com grandes áreas de vazios, evitou-se utilizar parâmetros geofísicos nesta escala de trabalho. Ficou claro no exercício que temas como geofísica e geoquímica, gerados como superfícies de interpolação, bem como interpretação de imagens de sensoriamento remoto (radar, espectro visível ou multiespectral), modelo digital de terreno e verificação dos modelos a partir de dados de campo, constituem fatores importantes para as modelagens a serem desenvolvidas em projetos de maior detalhe.

As modelagens realizadas foram concebidas com base em modelos metalogenéticos mundialmente conhecidos. O nível de informação do Banco de Dados não permite ainda testar e verificar modelos específicos para determinadas regiões com base em suas características específicas para em seguida extrapolar para outras áreas. Desta forma, não foi possível quantificar o potencial das áreas discutidas por comparação a índices de fertilidade de áreas semelhantes em outras partes do mundo. Este exercício, entretanto, proporcionou os elementos necessários para uma análise crítica dos dados e seu potencial de utilização no ambiente SIG. A densidade e a consistência das informações contidas nos temas de geologia, tectônica e recursos minerais foram continuamente revisadas e reavaliadas à medida que as modelagens foram realizadas para garantir um maior grau de confiabilidade ao produto.

Em função dos esforços desenvolvidos desde o primeiro Plano Mestre Decenal de Mineração (1965–1974) acumulou-se um grande número de informações sobre os recursos minerais brasileiros. Apesar de a quantidade e a qualidade dessas informações ainda serem consideradas insatisfatórias, se devidamente reprocessadas e reinterpretadas à luz de novas técnicas e conceitos da moderna ciência geológica, essas informações permitirão estabelecer novas prioridades para o desenvolvimento de províncias minerais, além da seleção de novos alvos em áreas com potencial, ou ainda priorizar áreas do território nacional para levantamento básico em escalas do território nacional para levantamento básico em escalas mais apropriadas para a pesquisa mineral.

Os parâmetros essenciais para a caracterização das principais províncias produtoras de bens minerais foram o potencial para depósitos polimetálicos nos diversos ambientes geológicos em que se encontram, ou seja, relacionam-se diretamente com a expectativa de se encontrarem depósitos minerais. Ressalte-se que o critério de classificação adotado na nova tabela de classificação de depósitos não desconsidera outras importantes tipologias de jazimentos minerais, incluindo os minerais de uso agrícola e aos minerais industriais.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349-364.
- An, P., Moon, W.M., Renccz, A. 1991. Application of Fuzzy Set Theory to Integrated Mineral Exploration. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 27(1):1-11.
- Biondi, J.C. 1986. *Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática*. São Paulo. CBMM.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Baars, F. J., Gonçalves, J. H., Delgado, I. D. M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. 2001a. *Mapa de Recursos Minerais e Associações Metalogenéticas do Brasil*. Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000. 4 CD-ROMs.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Baars, F.J., Gonçalves, J.H., Delgado, I.D.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. 2001b. *Mapa de Recursos Minerais Industriais e Energéticos do Brasil* – SIG e Mapa na Escala 1:2.500.000. 4 CD-ROMs.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.D.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. 2001c. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000. 4 CD-ROMs.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.D.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. 2001d. *Mapa Tectônico do Brasil*. Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapa na Escala 1:2.500.000. 4 CD-ROMs.
- Bliss, J.D. (ed.) 1992. *Developments in mineral deposit modeling*. Washington, DC, U.S. Geol. Surv., 64 p. (Bull 2004).
- Bonham-Carter, G.F. 1994. *Geographic Information Systems for geoscientists modelling with GIS*, Canada, Pergamon, 398 p.
- Cox, D.P., Singer, D.A. 1986. *Mineral Deposit Models*. Reston, USA, USG (Bulletin 1693).
- Cox, D.P., Barton, P.B., Singer, D.A. 1992. Introduction. In: Cox D.P., Singer D.A. (eds.). *Mineral deposit models*. U.S. Geol. Survey Bull. 1693, 3rd printing, p. 1–10.
- Cox, D.P., Singer, D.A. (eds.) 1992. *Mineral deposit models*. U.S. Geol. Surv. Bull. 1693, 3rd printing, 379 p.
- Dardenne, M.A., Scobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, CPRM/UnB, 392 p.
- Dixon, C. J. 1979. *Atlas of economic mineral deposits*. Chapman & Hall, London, 143 p.
- Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. 1995. Introduction. In: Eckstrand, O.R. et al. (eds.) *Canadian mineral deposit types*. Geol. Surv. Canada, Geology of Canada, 8:1-7.
- Erickson, R.L. (comp.) 1982. *Characteristics of mineral deposit occurrences*. U.S. Geol. Surv. 82-795 p. (Open-file Report).
- Farias, N.F., Saueressig, R. 1992. Pesquisa geológica na jazida de cobre Salobo-3 A. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, *Anais*, 2:39-45.
- Franklin, J.M. 1996. Volcanic-associated massive sulphide base metals. In: Geology of Canadian Mineral deposits types. In: Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. (eds.). *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. Canadá: Geological Survey of Canada, 158-183. (Geology of Canada, 8).
- Gandhi, S.S., Bell, R.T. 1996. Metallogenic concepts to aid exploration for the Giant Olympic Dam-type deposits and their derivatives. In: 8th Quadrennial International Association on the Genesis of Ore Deposits Symposium, Ottawa, Canada, *Proceedings*, 787-802.
- Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Groves, D.I. 1995. A classification scheme for epigenetic Archean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita*, 30:408-410.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the

- context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, **13**:7-27.
- Harris, J.R., Wilkinson, L., Heather, K., Fumerton, S., Bernier, M.A., Ayer, J., Dahn, R. 2001. Application of GIS Processing techniques for producing mineral prospectivity maps-a case study: mesothermal Au in the Swayze greenstone Belt, Ontario, Canada. *Natural Resources Research*, **10**(2).
- Jackson, E.D., Thayer, T.P. 1972. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. Intern. Geol. Congr., *Section II*, 289-296.
- Katinsky, M. 1994. *Fuzzy set modeling in geographical Information Systems*, University of Wisconsin-Madison, USA, M.Sc. Thesis.
- Laznicka, P. 1999. Quantitative Relationships among Giant Deposits of Metals. *Economic Geology*, **94**:1-28.
- Lefebure, D.V., Hoy, T. (eds.). 1996. *Selected British Columbia mineral deposits profiles, Volume 2 – Metallic Deposits*. British Columbia Ministry of Energy, of Employment and Investment, Open File 13, 171 p.
- Lefebure, D.V., Ray, B.E. (eds.). 1995. *Selected British Columbia mineral deposit profiles, Volume 1 – Metallics and Coal*. British Columbia Ministry of Energy, of Employment and Investment, Open File 20, 135 p.
- Leung, Y. 1988 Spatial analysis and planning under imprecision. Amsterdam. *Elsevier Science Publishers B.V.*
- Lindenmayer, Z.G. 1990. Salobo, Carajás, Brazil: Geology, geochemistry and metamorphism. Univ. Western Ontario, London, Canada, Ph.D. thesis, 407 p.
- Marsh, J.S. 1973. Relationships between transform directions and alkaline rock lineaments in Africa and South America. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **18**:317-323.
- Pollard, P.J. 2000. Evidence of a Magmatic Fluid and Metal Source for Fe-Oxide Cu-Au Mineralization. In: Potter, T.M. (ed.). *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: a global perspective*. Adelaide: Australian Mineral Foundation, 9-25.
- Robert F., Poulsen K.H., Dubé, B. 1997. Gold deposits and their geological classification. In: Gubins A.G. (ed.). *Proceedings of Exploration'97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, p. 209-220.
- Rodrigues, B. 1970. Tectonic alignments related with alkaline intrusions in Angola and Brazil. *Gondwana Symposium Proc.*, 457-460.
- Routhier, P. 1963. *Les Gisements Métallifères*. Masson & Cie, Paris, 2 vols.
- Routhier, P. 1983. Where are the metals for the future?. Éditions du BRGM, Orléans Cedex, 397 p.
- Sillitoe, R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster R.P. (ed.). *Gold metallogeny and exploration*, Blackie, London, 165-209.
- Sillitoe, R.H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. In: Hagemann, S.G., Brown, P.E. (eds.). *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology*, **13**:315-345.
- Silva, A.B. 1999. *Sistemas de Informações Geo-referenciadas: conceitos e fundamentos*. Campinas, SP: Editora da Unicamp.
- Simandl, G.J., Hora, Z.D., Lefebure, D.V. (eds.). 1999. *Selected British Columbia Ministry of Energy, of Employment and Investment*, Open File 10, 136 p.
- Stanton, R.L. 1972. *Ore Petrology*. Nova York, McGrawHill, 713p.
- Stoeser, D.B., Heran W.D. (eds.). 2000. *USGS Mineral Deposit Models*. USGS Digital Data Series, CD-ROM DDS-064 ver.1.0, United States Geological Survey SGS, Reston.
- Thiart, C., De Wit, M. 2000. Linking Spatial Statistics to GIS: exploring potential gold and tin models of Africa. *South African Journal of Geology*, **103**:215-230.
- Thompson, J.F.H. 1993. Application of deposit models to exploration. In: Kirkham, R.V. et al. (eds.). *Mineral deposits modeling*. Geol. Assoc. Can. Spec. Paper, **40**:51-67.
- Tosdal, R.M., Smith, D.B. 1987. *Gneiss-hosted kyanite gold and gneiss-hosted epithermal gold*. A supplement to U.S. Geological Survey Bulletin 1693. U.S. Geol. Surv. Open-File Report 87-272b, 8 p.
- Venkataraman, G., Madhavan, B.B., Ratha, D.S., Antony, J.P., Goyal, R.S., Roy, S.S. 1999. Spatial modelling for base-metal mineral exploration through integration of geological data sets. *Natural Resources Research*, **9**(1).
- Wright, D.F., Bonham-Carter, G.F. 1996. VHMS favourability mapping with GIS-based integration models, Chisel Lake-Anderson Lake area. In: Bonham-Carter, G.F., Galley, A.G., Hall, G.E.M. (eds.), *EXTECH I: A Multidisciplinary Approach to Massive Sulphide Research in the Rusty Lake-Snow Lake Greenstone Belts*, Manitoba, Geological Survey of Canada, Bulletin 426, 339-376, 387-401.
- Zadeh, L.A. 1965. Fuzzy sets. *Information and Control*, **8**:338.

Anexo

Tabela VIII.A1 Depósitos Geneticamente Relacionados a Intrusões Máfico-Ultramáficas em Áreas Cratônicas
 Table VIII.A1 Deposits Genetically Related to Mafic-Ultramafic Intrusions in Cratonic Areas

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|---------------------|-------------------------------------|--|--------------------|------|-------|----------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Magmática plutônica | Cromititos acamadados | Bushveld (África do Sul) | 1a | 2a | 28.1 | sc |
| Magmática plutônica | Ni-Cu em intrusões acamadadas | Stillwater (EUA) | 1b | 1 | sc | sc |
| Magmática plutônica | EGP em intrusões acamadadas | Merensky Reef (África do Sul) | 1c | 2b | 27.2a | sc |
| Magmática plutônica | Fe-Ti-V em intrusões acamadadas | Bushveld (África do Sul) | 1d | 3 | 26.2 | M-04 (p) |
| Magmática plutônica | Ni-Cu-EGP acamadados (Astroblema) | Sudbury (Canadá) | 2 | sc | sc | sc |
| Magmática plutônica | Ni-Cu-EGP diqueformige | Great Dyke (Zimbabwe) | 3 | sc | sc | sc |
| Magmática plutônica | Cu-Ni em chaminés | O'Okiep (África do Sul) | 4a | 4a | sc | sc |
| Magmática plutônica | EGP em chaminés duníticas | Eastern Bushveld Complex (África do Sul) | 4b | 4b | sc | sc |
| Magmática plutônica | Cu em Intrusões Máfico-ultramáficas | Caraíba (Brasil) | 5 | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A2 Depósitos Geneticamente Relacionados a Intrusões Máfico-Ultramáficas em Áreas Tectonicamente Instáveis
 Table VIII.A2 Deposits Genetically Related to Mafic-Ultramafic Intrusions in Unstable Tectonic Areas

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|------------------------|--|---------------------------------|--------------------|----------|--------------------|---------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Magmática plutônica | Ni-Cu em gabros sinorogênicos sinvulcânicos | Sally Malay (Austrália) | 6a | 7a | sc | sc |
| Magmática subvulcânica | Cu-Ni-EGP em corpos associados a rifts | Noril'sk (Rússia), Duluth (USA) | 6b | 5a 5b | 27.1b.1 27.1b.2 | sc |
| Magmática plutônica | Cromitito em intrusões acamadadas sinvulcânicas | | 6c | 5c | sc | sc |
| Magmática vulcânica | Ni-Cu em komatiitos sinorogênicos | Cape Smith (Canadá) | 7a | 7a | 27.1d (p) | sc |
| Magmática plutônica | Ti-anortosito | Roseland (EUA) | 7b | 7b | 26.1 | M04 (p) |
| Magmática plutônica | Cromitito podiforme | Troodos (Chipre) | 8 | 8a 8b | 28.2 | M03 |
| Magmática plutônica | Ni-Cu-EGP-Cr em intrusões concentricamente zonadas | Alasquiano (EUA) | 9 | 9 | sc | M05 |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A3 Depósitos Geneticamente Relacionados a Corpos Máfico-Ultramáficos Associados a *Greenstones Belts* e Sequências Metavulcanossedimentares*Table VIII.A3 Deposits Genetically Related to Mafic-Ultramafic Bodies Associated to Greenstone Belts and Metavolcanosedimentary Sequences*

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|---------------------|---------------------------|---|--------------------|------|---------|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Magmática vulcânica | Ni-Cu em Dunitos | Kambalda (Austrália) Fortaleza de Minas (Brasil) | 10a | 6a | 27.1c.1 | sc |
| Magmática plutônica | Ni-Cu em Dunitos | Dumont Sill (Canadá) | 10b | 6b | 27.1c.2 | sc |
| Magmática plutônica | Ni-Cu em Picritos | Dundonald Sill (Canadá) | 10c | sc | sc | sc |
| Magmática plutônica | Ni-Cu em Gabros | Bird River Sill (Canadá) | 10d | sc | sc | sc |
| Magmática plutônica | Cromititos em Peridotitos | Pium-hi (Brasil) | 11 | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A4 Depósitos Geneticamente Relacionados a Rochas Ultrabásicas Metassomaticamente Transformadas
Table VIII.A4 Deposits Genetically Related to Metasomatically Transformed Ultrabasic Rocks

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|-----------------|------------------------------------|-------------------------------|--------------------|------|-----|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Hidrotermal | Co-Ni em serpentinitos | Limassol Forest (Chipre) | 12a | 8c | sc | sc |
| Hidrotermal | Asbesto em serpentinitos | Thetfort, Black Lake (Canadá) | 12b | 8d | sc | sc |
| Hidrotermal | Magnesita em rochas ultramáficas | | 12c | 8e | sc | sc |
| Hidrotermal | Magnesita e talco em serpentinitos | | 12d | 8f | sc | sc |
| Hidrotermal | Talco em rochas ultramáficas | | 12e | 8g | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A5 Depósitos Geneticamente Relacionados a Intrusões Alcalinas
Table VIII.A5 Deposits Genetically Related to Alkaline Intrusions

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|---------------------------------|---|---------------------------|--------------------|------|---------------|---------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Magmática plutônica hidrotermal | Apatita-magnetita-ETR em carbonatitos | Araxá (Brasil) | 13a | 10 | 24 4.3 (p) | N01 (p) |
| Magmática plutônica hidrotermal | Fosfato em carbonatitos | | 13b | 10 | sc | sc |
| Magmática plutônica hidrotermal | Complexos alcalinos | | 14 | 11a | 23 | sc |
| Magmática plutônica hidrotermal | Th-ETR em complexos alcalinos | Iporá-Rio Verde (Brasil) | 14a | sc | sc | sc |
| Magmática plutônica hidrotermal | Veios com Th e ETR em complexos alcalinos | Tapira (Brasil) | 14b | 10b | sc | sc |
| Magmática plutônica hidrotermal | Fluorita em complexos alcalinos | Mato Preto (Brasil) | 14c | 11b | sc | sc |
| Magmática plutônica hidrotermal | Zircão em complexos alcalinos | | 14d | 11c | sc | sc |
| Magmática plutônica | Diamantes e kimberlitos | Kimberley (África do Sul) | 15 | 12 | sc | sc |
| Magmática plutônica | Sodalita em rochas plutônicas alcalinas | | 16 | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A6 Depósitos Geneticamente Relacionados a Intrusões Félsicas
Table VIII.A6 Deposits Genetically Related to Felsic Intrusions

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|---------------------------|--|------------------|--------------------|------|--------|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Magmática hidromesotermal | Pegmatito | | 17 | sc | sc | sc |
| Magmática hidromesotermal | Be-Li Pegmatito | | 17a | 13a | 21 (p) | sc |
| Magmática hidromesotermal | Sn-Nb-Ta Pegmatito | | 17b | 13b | 21 (p) | sc |
| Magmática hidromesotermal | Feldspato Pegmatito | | 17c | 13e | sc | sc |
| Magmática hidromesotermal | Quartzo Pegmatito | | 17d | sc | sc | sc |
| Magmática hidromesotermal | Mica Pegmatito | | 17e | 13f | sc | sc |
| Magmática hidromesotermal | Pegmatitos portando gemas | | 17f | sc | sc | sc |
| Magmática hidrotermal | Esmeraldas no contato de pegmatitos encaixados em rochas básicas | Itabira (Brasil) | 17g | sc | sc | sc |
| Hidrotermal | Veio de quartzo | | 17h | 13g | sc | sc |
| Magmática hidromesotermal | Granitóides portando gemas | | 18 | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A6 Depósitos Geneticamente Relacionados a Intrusões Félsicas (Continuação I)
 Table VIII.A6 Deposits Genetically Related to Felsic Intrusions (Continuation I)

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|--------------------------------|---|---------------------------|--------------------|------|-----------|---------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Magmática hidromesothermal | W escarnito | | 19a | 14a | 20.5 | K05 |
| Metassomática hidromesothermal | Sn escarnito | | 19b | 14b | sc | K06 |
| Metassomática hidromesothermal | Cu escarnito | | 19c | 18b | 20.2a | K01 (p) |
| Metassomática hidromesothermal | Zn-Pb escarnito | | 19d | 18c | 20.1 | K02 |
| Metassomática hidromesothermal | Fluorita escarnito | | 19e | 18h | sc | sc |
| Metassomática hidromesothermal | Cu-Au escarnito | | 19f | sc | sc | sc |
| Metassomática hidromesothermal | Au escarnito | | 19g | 18f | 20.3 | K04 |
| Metassomática hidromesothermal | Wollastonita Escarnito | | 19h | 18g | sc | sc |
| Metassomática hidromesothermal | Fe escarnito | | 19i | 18d | 20.4a | K03 |
| Metassomática hidromesothermal | W-Cu-Au de contato | | 20 | sc | sc | sc |
| Magmática hidromesothermal | Cu pórfiro associado a escarnito | Copper Basin (EUA) | 21 | 18a | 20.2b (p) | K01 (p) |
| Magmática hidromesothermal | W em veios | | 21a | 15a | 18 (p) | sc |
| Magmática hidromesothermal | Sn em veios | | 21b | 15b | 18 (p) | sc |
| Magmática hidromesothermal | Greisen | | 22 | sc | sc | sc |
| Magmática hidromesothermal | Sn em greisen | | 22a | 15c | 18 (p) | sc |
| Magmática hidromesothermal | Cu pórfiro | British Columbia (Canadá) | 23a | 17 | 19.1 | sc |
| Magmática hidromesothermal | Cu-Au pórfiro | | 23b | 20c | 19.3 | L04 (p) |
| Magmática hidromesothermal | Cu-Mo pórfiro | | 23c | 21a | 4.2, 19.2 | L04 (p) |
| Magmática hidromesothermal | Mo pórfiro | Climax (EUA) | 23d | 16 | 19.5 (p) | L08 |
| Magmática hidromesothermal | W pórfiro | | 23e | 21c | 19.6 | L07 |
| Magmática hidromesothermal | Sn pórfiro | | 23f | 20a | 19.8 | L06 |
| Magmática hidromesothermal | Baixo F-Mo Pórfiro | | 23g | 21b | 19.5 (p) | L05 |
| Magmática hidromesothermal | Au-(Ag-Cu-Mo) pórfiro | | 23h | sc | 19.4 | sc |
| Metassomática hidromesothermal | Substituição metassomática | | 24 | sc | sc | sc |
| Metassomática hidromesothermal | Sn de substituição em rocha carbonática | | 24a | 14c | sc | J02 |
| Metassomática hidromesothermal | Magnesita de substituição | | 24b | 18l | sc | sc |
| Metassomática hidromesothermal | Talco de substituição | | 24c | 18m | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A 6 Depósitos Geneticamente Relacionados a Intrusões Félsicas (Continuação II)

Table VIII.A6 Deposits Genetically Related to Felsic Intrusions (Continuation II)

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|--------------------------------|--|------|--------------------|------|----------|---------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Metassomática hidromesotermal | Substituição polimetálica em rocha carbonática | | 24d | 19a | sc | J01 |
| Metassomática hidromesotermal | Mn de substituição em rocha carbonática | | 24e | 19b | sc | sc |
| Metassomática hidromesotermal | Asbestos em rocha carbonática | | 24f | 18e | sc | sc |
| Metassomática hidromesotermal | Magnesita e talco em rocha carbonática | | 24g | 18i | sc | sc |
| Hidroepitermal | Bertrandita de substituição em pegmatitos | | 24h | 25n | sc | sc |
| Metassomática hidroemesotermal | Disseminação distal de Ag-Au | | 25 | 19c | sc | sc |
| Magmática hidromesotermal | Veios polimetálicos em encaixantes de intrusões pórfiro-afaníticas | | 26 | 22c | 16 | I05 (p) |
| Magmática hidromesotermal | Veios de Au-Ag-Te em encaixantes de intrusões pórfiro-afaníticas | | 26a | 22b | 19.4 (p) | H08 |
| Magmática hidromesotermal | Cu-As-Sb em encaixante vulcânica associada a intrusão pórfiro-afaníticas | | 26b | 22a | sc | L01 |
| Metassomática hidromesotermal | Grafita amorfa | | 27 | 18k | sc | sc |
| Metassomática hidromesotermal | Veios polimetálicos estaníferos | | 28 | 20b | sc | H07 |
| Hidrotermal | Concentração de barita em veios de quartzo | | 29 | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

| Tabela VIII.A7 Depósitos Geneticamente Relacionados a Rochas Extrusivas | | | | | | |
|---|--|--------------------------------------|--------------------|---------------|----------|---------|
| Table VIII.A7 Deposits Genetically Related to Extrusive Rocks | | | | | | |
| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Vulcânica máfica | Cu em derrames basálticos | Redstone (Canadá) | 30 | 23 | 9 | D03 |
| Vulcânica félsica hidroepitermal | Au-Ag de fontes termais | Round Mountain (EUA) | 31a | 25a | 15.1 (p) | H03 |
| Hidroepitermal | Opala em veios de fontes termais | | 31b | sc | sc | sc |
| Vulcânica hidroepitermal | Hg em fontes termais | Sulphur Bank (EUA) | 31c | 27a | sc | H02 |
| Vulcânica félsica hidroepitermal | Concentração de metais em veios | | 32 | sc | sc | sc |
| Vulcânica félsico intermediária, hidroepitermal | Au-Ag em veios epizonais | Comstock, Creede (EUA), Sado (Japão) | 32a | 25b; 25c; 25d | 15.1b | H05 |
| Vulcânica félsico intermediária, hidroepitermal | Au com quartzo-alunita em veios epitermais | | 32b | 25e | 15.1a | H04 |
| Vulcânica félsica hidroepitermal | Veios epizonais de Quartzo com U | Rexspar (Canadá) | 32c | 25f | 12 | sc |
| Vulcânica félsica a máfica hidroepitermal | Veios epizonais de Mn | Talamantes (México) | 32d | 25g | sc | sc |
| Vulcânica félsica hidroepitermal | Veios epizonais de Sn em Riolitos | Cerro Blanco (México) | 32e | 25h | sc | sc |
| Vulcânica máfica hidroepitermal | Fe - apatita em rochas vulcânicas | Kiruna (Suécia) | 33 | 25i | 22 (p) | D07 (p) |
| Vulcânica hidroepitermal | Enxofre em fumarolas | Ilha de Vulcano (Itália) | 34 | 25m | sc | sc |
| Vulcânica hidroepitermal | Veios de fluorita em seqüências carbonáticas | | 35 | 26b | sc | sc |
| Vulcânica hidroepitermal | Hg em rocha sílico-carbonática | New Almaden (EUA) | 36 | 27c | sc | I08 |
| Vulcânica hidroepitermal | Disseminações de Hg em estratos de rochas vulcanoclásticas | Almaden (Espanha) | 37 | 27b | sc | sc |
| Vulcânica hidroepitermal | Disseminações de Sb em zonas brechadas ou cisalhadas | Caracota (Bolívia) | 38a | 27d; 27e; 36c | sc | I09 |
| Vulcânica hidroepitermal | Disseminações de Au-Sb em zonas brechadas ou cisalhadas | | 38b | 27d; 27e; 36c | sc | I09 |
| Vulcânica hidroepitermal | Veios de Barita em zonas brechadas ou cisalhadas | | 38c | 27e | sc | I09 |
| Magmática hidroepitermal | Cu-Au em brechas Fe-óxido | Olympic Dam (Austrália) | 39 | 29b | 22 (p) | D07 (p) |
| Vulcânica hidroepitermal | Rochas vulcânicas portando gemas | | 40a | sc | sc | sc |
| Magmática | Opala em cavidades de rochas ígneas | | 40b | sc | sc | sc |
| Hidroepitermal | Turquesa em rochas vulcânicas alcalinas alteradas | | 40c | sc | sc | sc |
| Vulcânica Hidroepitermal | Bentonita em rochas vulcânicas | | 41 | 25I.1 | sc | sc |
| Vulcânica hidrotermal | Caolim em rochas vulcânicas | | 42 | 25I.2 | sc | sc |
| Vulcânica | Sodalita em rochas vulcânicas alcalinas | | 43 | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A8 Depósitos Geneticamente Relacionados a Seqüências Metavulcanossedimentares

Table VIII.A8 Deposits Genetically Related to Metavolcanosedimentary Sequences

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|-----------------------------------|---|--|--------------------|-----------------|---------|---------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Vulcanossedimentar hidrotermal | Sulfeto maciço vulcanogênico em seqüência bimodal (VMS Tipo 1) | Flin-Flon (Canadá) | 44a | 24e; 28a (p) | 6.3 (p) | G06 (p) |
| Vulcanossedimentar hidrotermal | Sulfeto maciço vulcanogênico em seqüência bimodal félsica (VMS Tipo 2) | Kuroko (Japão) | 44b | 28a | 6.3 (p) | G06 (p) |
| Vulcanossedimentar hidrotermal | Sulfeto maciço vulcanogênico em seqüência ofiolítica (VMS Tipo 3) | Troodos (Chipre) | 44c | 24a | 6.3 (p) | G05 |
| Vulcanossedimentar hidrotermal | Sulfeto maciço vulcanogênico em seqüência máfico-siliciclástica (VMS Tipo 4) | Besshi (Japão) | 44d | 24b | 6.3 (p) | G04 |
| Vulcanossedimentar hidrotermal | Sulfeto maciço vulcanogênico em seqüência siliciclástica-félsica (VMS Tipo 5) | Cinturão Ibérico de Piratas (Portugal) | 44e | 24f | 6.3 (p) | G06 (p) |
| Vulcanossedimentar hidrotermal | Corpos estratiformes de Mn | Troods (Chipre) | 45a | 24c | sc | sc |
| Vulcanossedimentar hidrotermal | Lentes estratiformes de Co-Cu | Blackbird (EUA) | 45b | 24d | sc | E15 |
| Vulcanossedimentar hidroepitermal | Zeolitas em tufos vulcânicos | | 46 | 25ao 25ob | sc | sc |
| Vulcanossedimentar hidroepitermal | Formação ferrífera bandada de derivação vulcânica | Algoma | 47 | 28b | 3.2 | G01 |
| Vulcanossedimentar hidrotermal | Au em formação ferrífera bandada | Homestake (EUA) | 47a | 36b | 15.3 | I04 |
| Vulcanossedimentar hidroepitermal | Concentração Metálica em Veios | | 48 | sc | sc | sc |
| Vulcanossedimentar hidrotermal | Veios de Quartzo Aurífero pouco sulfetado | Mother Lode (USA) | 48a | 36a | 15.2(p) | I01 |
| Vulcanossedimentar hidroepitermal | Bentonita sedimentar | | 49a | 28e | sc | sc |
| Vulcanossedimentar hidroepitermal | Bentonita sedimentar sódica | | 49b | 28e.1 | sc | sc |
| Vulcanossedimentar hidroepitermal | Bentonita sedimentar cálcica | | 49c | 28e.2 | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A9 Depósitos Geneticamente Relacionados a Rochas Sedimentares
 Table VIII.A9 Deposits Genetically Related to Sedimentary Rocks

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|---------------------------------|---|--|--------------------|-------|----------------------|------------------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Sedimentar clástica | <i>Placer</i> | | 50 | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | <i>Au placer</i> | Rio Tapajós (Brasil) | 50a | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Au-U em conglomerados de paleoplacer | Witwatersrand (África do Sul) | 50b | 29a | 1.1a | sc |
| Sedimentar clástica | Au em conglomerados hematíticos de paleoplacer | Tarkwa (Gana) | 50b.1 | sc | 1.1b | sc |
| Sedimentar clástica | <i>Au-EGP placer</i> | Sierra Nevada (EUA) | 50c | 39a | 1.2a | C01(p) |
| Sedimentar clástica | <i>EGP-Au placer</i> | Serras Urais (Rússia) | 50d | 39b | 1.2b | C01(p) |
| Sedimentar clástica | <i>EGP placer</i> | Chóco (Colômbia) | 50e | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | <i>Placer estaníferos</i> | Campos estaníferos do sudoeste da Ásia (Indonésia) | 50f | 39e | sc | C01(p) |
| Sedimentar clástica | Ti em <i>placer</i> de linha de costa | Green Cove Springs (EUA) | 50g | 39c | sc | C03(p) |
| Sedimentar clástica | <i>Placer</i> diamantífero | Jequitinhonha (Brasil) | 50h | 39d | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Granada em <i>placer</i> | | 50i | 39g | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Zircão em <i>placer</i> | | 50j | 39h | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Th em <i>placer</i> | Bacia de Taubaté (Brasil) | 50k | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Gemas em <i>placers</i> | | 50l | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Au hospedado em metapelitos | Lagoa Seca, Babaçu (Brasil) | 51a | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Au hospedado em seqüências turbidíticas | Bendigo (Austrália) | 51a.1 | 36a | 15.2 (p) | I03 |
| Sedimentar clástica | Pb-Zn hospedados em arenitos | Laisvall (Suécia) | 51b | 30a | 8.2 | E05 |
| Sedimentar clástica | Cu hospedado em arenitos | | 51c | 30b | 8.3 | E04 |
| Sedimentar clástica | Cu hospedado em arenitos, folhelhos e/ou siltitos | Kupferschiefer (Alemanha) | 51d | 30b | 8.3 | E04 |
| Sedimentar clástica | U hospedado em arenitos | Colorado Plateau (EUA) | 51e | 30c | 8.1 | sc |
| Sedimentar clástica | Mo-U hospedados em arenitos | Badlands | 51f | 30c.1 | sc | sc |
| Sedimentar clástica hidrotermal | Zn-Pb-Ag sedimentar-exalativo em folhelhos/siltitos (SEDEX) | Sullivan, Red Dog (EUA) | 52a | 31a | 6.1; 6.1(p); 6.1 (p) | E14(p); E13; S01 |
| Sedimentar clástica hidrotermal | Barita sedimentar-exalativa acamadada em folhelhos siltitos (SEDEX) | Red Dog (EUA) | 52b | 31b | sc | sc |
| Sedimentar clástica hidrotermal | Veios de esmeralda em folhelhos/siltitos | | 53 | 31c | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A9 Depósitos Geneticamente Relacionados a Rochas Sedimentares (Continuação I)

Table VIII.A9 Deposits Genetically Related to Sedimentary Rocks (Continuation I)

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|-----------------------------------|---|--------------------------|--------------------|-------|--------|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Sedimentar química | Cu-Pb-Zn (Ag) hospedados em rochas carbonáticas | Kipushi | 54a | 32c | sc | sc |
| Sedimentar química hidrotermal | Pb-Zn-Ba-F Stratabound em Rocha Carbonática | Mississippi Valley (EUA) | 54b | 32a | 10 (p) | sc |
| Sedimentar química hidrotermal | Zn Stratabound em rocha carbonática | Mississippi Valley (EUA) | 54c | 32b | 10 (p) | sc |
| Sedimentar química hidrotermal | Fluorita stratabound em rocha carbonática | | 54d | 32d | sc | sc |
| Sedimentar química hidroepiternal | Barita em rocha carbonática | | 54e | sc | sc | sc |
| Sedimentar química hidrotermal | Veios de barita associada a fluorita | | 54f | 26c | sc | sc |
| Sedimentar química hidrotermal | Barita como cimento em arenitos | Camamu (Brasil) | 54g | sc | sc | sc |
| Sedimentar química hidrotermal | Au-Ag em rocha carbonática sedimentar | Carlin (EUA) | 55 | 26a | sc | E03 |
| Sedimentar | Opala como nódulos em calcários | | 56 | sc | sc | sc |
| Sedimentar química | Formação ferrífera bandada | Lago Superior (Canadá) | 57 | 34a | 3.1 | sc |
| Sedimentar química | Mn em BIF | Molango (México) | 57a | 34b | sc | sc |
| Sedimentar química | Au-Pd-Co em Formação Ferrífera | | 58 | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Brecha sedimentar hospedando Fe-óxido-Cu-U-Au-ETR | Olympic Dam (Austrália) | 59a | 29b | sc | sc |
| Sedimentar química | U em brecha de colapso | | 59b | 32e | sc | sc |
| Sedimentar química | Mn sedimentar em nódulos | | 60a | 33a | sc | sc |
| Sedimentar química | Crostras de Mn de fundo oceânico | | 60b | 33b | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Smectitas com Li | | 61 | 251.3 | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Bentonita Sedimentar | | 62a | 28e | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A9 Depósitos Geneticamente Relacionados a Rochas Sedimentares (Continuação II)
 Table VIII.A9 Deposits Genetically Related to Sedimentary Rocks (Continuation II)

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|----------------------|---|----------------------------|--------------------|--------|-----|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Sedimentar clástica | Caolin SedimentarFlúvio-lacustre | Rio Capim, Tijuca (Brasil) | 62b | 31k | sc | sc |
| Sedimentar biogênica | Diatomito Sedimentar lacustre | | 63a | 31s | sc | sc |
| Sedimentar biogênica | Fosfato sedimentar biogênico | | 63b | 34c | sc | sc |
| Sedimentar biogênica | Fosfato sedimentar de correntes quentes | | 63c | 34d | sc | sc |
| Sedimentar biogênica | Fosfato estromatolítico | | 63d | sc | sc | sc |
| Sedimentar química | Palygorskita sedimentar | | 63e | 34e | sc | sc |
| Sedimentar química | Fe-oolítico | | 63f | 34f | 3.3 | sc |
| Sedimentar química | Cimentação diagenética | Santa Maria (Brasil) | 64 | sc | sc | sc |
| Sedimentar química | Evaporítico marinho | | 65a | 35a | sc | sc |
| Sedimentar química | Evaporito Litorâneo | | 65b | sc | sc | sc |
| Sedimentar química | Celestita evaporítica acamadada | | 65c | 35a.1 | sc | sc |
| Sedimentar química | Gipsita evaporítica acamadada | Green River (USA) | 65d | 35a.5 | sc | sc |
| Sedimentar química | Sal marinho evaporítico | | 65e | 35a.3 | sc | sc |
| Sedimentar química | Gipsita evaporítica lacustre | | 65f | 35b.4 | sc | sc |
| Sedimentar química | Halita evaporítica lacustre | | 65g | 35b.5 | sc | sc |
| Sedimentar química | Magnesita evaporítica lacustre | | 65h | 35b.10 | sc | sc |
| Sedimentar química | Na-carbonatos em evaporitos lacustres | | 65i | 35b.1 | sc | sc |
| Sedimentar química | Borato evaporítico lacustre | | 65j | 35b.3 | sc | sc |
| Sedimentar química | Depósito acamadado de sal portando K | | 65k | 35a.2 | sc | sc |
| Sedimentar química | Nitratos evaporíticos portando Iodo | | 65l | 35b.2 | sc | sc |
| Sedimentar química | Domo salino diapírico | | 65m | 35a.4 | sc | sc |
| Sedimentar química | Domo de sal de Gipso | | 65n | 35a.6 | sc | sc |
| Sedimentar química | Domo de sal portando Enxofre | | 65o | 35a.7 | sc | sc |
| Sedimentar química | Salmoura de Iodo | | 66a | 35a.20 | sc | sc |
| Sedimentar química | Salmoura de bromo | | 66b | 35a.21 | sc | sc |
| Sedimentar química | Salmoura de Na-carbonato | | 66c | 35b.21 | sc | sc |
| Sedimentar química | Salmoura litorânea com lítio | | 66d | 35b.20 | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A10 Depósitos Geneticamente Relacionados a Rochas Metamórficas
 Table VIII.A10 Deposits Genetically Related to Metamorphic Rocks

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|------------------------------|--|----------------------------|--------------------|------|-----|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Metamórfica | U-Au em zona de discordância angular | Rabbit Lake (Canadá) | 67 | 37a | 7 | sc |
| Metamórfica hidrotermal | Au em falhas de baixo ângulo | Picacho (EUA) | 68a | 37b | sc | sc |
| Metamórfica hidrotermal | Au em falhas de alto ângulo | Cuiabá (Brasil) | 68b | sc | sc | sc |
| Metamórfica hidromesothermal | Depósito polimetálico relacionado a falha distensiva | | 68c | 40a | sc | sc |
| Metamórfica hidrotermal | Remobilização Metamórfica | Cuiabá, São Bento (Brasil) | 69 | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Grafita disseminada em rocha metassedimentar | Pedra Azul (Brasil) | 70a | 37f | sc | sc |
| Metamórfica | Veios de Grafita em rocha metassedimentar | | 70b | 37g | sc | sc |
| Metamórfica hidrotermal | Au em gnaisses | | 71a | 37d | sc | sc |
| Metamórfica hidromesothermal | Au associado a cianita em gnaisses | | 71b | 37c | sc | sc |
| Metassomática | Epissienitização de gnaisses | Itatiaia (Brasil) | 72 | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Rochas metamórficas portando gemas | | 73a | sc | sc | sc |
| Metamórfica hidrotermal | Gemas em zona de metamorfismo de contato | | 73b | sc | sc | sc |
| Metamórfica hidrotermal | Concentração Metálica em Veios | | 74 | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A11 Depósitos Geneticamente Relacionados a Processos Intempéricos
 Table VIII.A11 Deposits Genetically Related to Intemperic Processes

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|----------------------|---|---------------------------------|--------------------|------|----------------|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Supergênica | Metais básicos em <i>gossan</i> | Igarapé Bahia (Brasil) | 75 | sc | 4.2a, 4.2b (p) | sc |
| Supergênica | Ni laterito | Niquelândia (Brasil) | 75a | 38a | sc | sc |
| Supergênica | Bauxita laterita | Poços de Caldas (Brasil) | 75b | 38b | sc | sc |
| Supergênica | Au laterita | | 75c | 38g | sc | sc |
| Supergênica | Mn laterita | Serra do Navio (Brasil) | 75d | sc | sc | sc |
| Supergênica | Fe laterita | Quadrilátero Ferrífero (Brasil) | 75e | sc | 4.1 | sc |
| Intempérica residual | Enriquecimentoresidual | Azul (Brasil) | 76 | sc | sc | sc |
| Intempérica residual | Caulim residual | | 76a | 38h | sc | sc |
| Intempérica residual | Bauxita cárstica | | 76b | 38c | sc | sc |
| Intempérica residual | Concentração estanífera eluvio-coluvionar | | 77a | sc | sc | sc |
| Intempérica residual | Concentração Nb-tantalífera eluvio-coluvionar | | 77b | sc | sc | sc |
| Intempérica residual | Fluorita elúvio-coluvionar | | 77c | 38d | sc | sc |
| Intempérica residual | Andaluzita eluvio-coluvionar | | 77d | 38e | sc | sc |
| Intempérica residual | Barita elúvio-coluvionar | | 77e | 38f | sc | sc |
| Intempérica residual | Concentração metálica elúvio-coluvionar | | 77f | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A12 Depósitos de Rochas e Minerais Industriais e Recursos Energéticos Geneticamente Relacionados a Rochas Diversas
 Table VIII.A12 Deposits of Rocks and Industrial Minerals and Energy Resources Genetically Related to Diverse Rocks

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|----------------------------|---|--|--------------------|------|-----|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Sedimentar clástica | Areia aluvionar | Rio Tietê (Brasil) | 78a | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Areia flúvio-lacustre | Bairro Taboão, Mogi das Cruzes (Brasil) | 78b | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Areia em depósitos costeiros | Peruibe (Brasil) | 78c | sc | sc | sc |
| Intempérica residual | Areia de solos de alteração | Parelheiros (Brasil) | 78d | sc | sc | sc |
| Intempérica residual | Sílica detrítica em coberturas cenozóicas | Descalvado (Brasil) | 78e | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Sílica em arenitos | Descalvado (Brasil) | 78f | 30e | sc | sc |
| Metamórfica | Sílica em zona de cisalhamento | Mogi das Cruzes (Brasil) | 78g | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Mineral de argila aluvionar | Bacia do Paraná (Brasil) | 79a | sc | sc | sc |
| Sedimentar clástica | Mineral de argila eluvionar | Rio Tietê, Poços de Caldas (Brasil) | 79b | sc | sc | sc |
| Magmática | Rocha magmática ornamental | | 80a | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Rocha metamórfica ornamental | | 80b | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Rocha sedimentar ornamental | | 80c | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Agalmatolito ornamental (pedra-sabão) | Pitangui (Brasil) | 80d | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Ardósia ornamental | Papagaios | 80e | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Arenito ornamental | Palmeiras (Brasil) | 80f | 30d | sc | sc |
| Magmática | Basalto ornamental | Uberlândia (Brasil) | 80g | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Calcário ornamental | Felipe Guerra (Brasil) | 80h | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Charnockito ornamental | Ubatuba, Parati (Brasil) | 80i | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Dolomito ornamental | Cachoeiro de Itapemirim, Congonhas do Campo (Brasil) | 80j | sc | sc | sc |
| Magmática | Diabásio ornamental | Tomasina (Brasil) | 80k | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Dumortierita-quartzito ornamental | Macaúbas/BA (Brasil) | 80l | sc | sc | sc |
| Diagenética | Fóssil (madeira petrificada) | Santa Maria (Brasil) | 80m | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Fuchsite Quartzito Ornamental | | 80n | sc | sc | sc |
| Magmática | Granito ornamental | Cachoeiro de Itapemirim (Brasil) | 80o | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Mármore ornamental | Cachoeiro de Itapemirim, Curaçá (Brasil) | 80p | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Mármore Ônix ornamental | Fervedeira, Santana do Matos (Brasil) | 80q | sc | sc | sc |
| Magmática plutônica | Nefelina sienito ornamental | Nova Iguaçu (Brasil) | 80r | sc | sc | sc |
| Magmática hidro-mesotermal | Quartzo róseo em pegmatitos | Nova Palmeira, Parelhas (Brasil) | 80s | sc | sc | sc |
| Hidromesotermal | Serpentinito ornamental | Verde Antique | 80t | 08J | sc | sc |
| Magmática plutônica | Sodalita sienito ornamental | Itaju do Colonial (Brasil) | 80u | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A12 Depósitos de Rochas e Minerais Industriais e Recursos Energéticos Geneticamente Relacionados a Rochas Diversas (Continuação I)
 Table VIII.A12 Deposits of Rocks and Industrial Minerals and Energy Resources Genetically Related to Diverse Rocks (Continuation I)

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|----------------------------|-------------------------------------|---|--------------------|------|-----|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Sedimentar | Travertino ornamental | Ourolândia (Brasil) | 80v | 35d | sc | sc |
| Sedimentar | Argilito industrial | Bacias do Paraná e Parnaíba (Brasil) | 81a | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Calcário Industrial | Bacia Potiguar (Brasil) | 81b | 32g | sc | sc |
| Sedimentar | Dolomito industrial | Bacia Potiguar (Brasil) | 81c | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Dolomito Industrial | Arcos (Brasil) | 81d | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Filito industrial | | 81e | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Folhelho industrial | Bacia do Paraná (Brasil) | 81f | sc | sc | sc |
| Magmática | Fonolito industrial | Brenk Mine (Alemanha) | 81g | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Leucofilito industrial | | 81h | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Metacalcário industrial | Arcos/MG, Cantagalo/RJ e Adrianópolis/PR (Brasil) | 81i | sc | sc | sc |
| Magmática Plutônica | Nefelina sienito industrial | Blue Montain (Canadá) | 81j | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Quartzito industrial | | 81k | sc | sc | sc |
| Vulcânica | Riolito industrial | Turkismuhle Mine (Alemanha) | 81l | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Siltito industrial | Bacia do Paraná (Brasil) | 81m | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Xisto industrial | | 81n | sc | sc | sc |
| Magmática | Brita de rocha magmática | | 82a | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Brita de rocha metamórfica | | 82b | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Brita de rocha sedimentar | | 82c | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Calcário conchífero | Araruama, Jaguaruana, Salvador (Brasil) | 82d | sc | sc | sc |
| Intempérico Residual | Cascalheira alúvio-coluvionar | Padre Paraíso (Brasil) | 82e | sc | sc | sc |
| Intempérico Residual | Seixeira alúvio-coluvionar | Tucuruí, Mimoso do Sul (Brasil) | 82f | sc | sc | sc |
| Intempérico Residual | Seixeira de linha de costa | Georgino Avelino (Brasil) | 82g | sc | sc | sc |
| Intempérico Residual | Saprólito (saibro) | Parobé/RS (Brasil) | 83 | sc | sc | sc |
| Intempérico Residual | Sal de rocha (epsomita) | Epsom (Inglaterra) | 84a | sc | sc | sc |
| Intempérico Residual | Ocre residual | Catersville (EUA) | 84b | sc | sc | sc |
| Intempérico Residual | Cristal de rocha elúvio-coluvionar | Chapada Diamantina (Brasil) | 5a | sc | sc | sc |
| Hidrotermal | Cristal de rocha em veios e bolsões | Chapada Diamantina (Brasil) | 85b | sc | sc | sc |
| Magmática Hidro-mesotermal | Quartzo hialino em pegmatitos | Governador Valadares, Caldeirão Grande, Gravatal (Brasil) | 86a | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Tabela VIII.A12 Depósitos de Rochas e Minerais Industriais e Recursos Energéticos Geneticamente Relacionados a Rochas Diversas (Continuação II)
 Table VIII.A12 Deposits of Rocks and Industrial Minerals and Energy Resources Genetically Related to Diverse Rocks (Continuation II)

| CLASSE GENÉTICA | MODELO | TIPO | CÓDIGO DOS MODELOS | | | |
|-----------------------------|--|--|--------------------|------|-----|------|
| | | | SGB | USGS | GSC | BCGS |
| Metamórfica | Mica industrial | | 86b | sc | sc | sc |
| Metamórfica | Vermiculita industrial | Paulistana, Sanclerlândia (Brasil) | 86c | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Glauconita sedimentar | | 86d | 39f | sc | sc |
| Sedimentar | Diatomita aluvionar | Maxaranguape, Caucaia (Brasil) | 87a | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Diatomita lacustrina | Maxaranguape, Aquiraz, Campos (Brasil) | 87b | 31s | sc | sc |
| Sedimentar | Diatomita sedimentar marinha | | 87c | 31r | sc | sc |
| Sedimentar | Ritimito glacial (varvito) | Itu (Brasil) | 87d | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Trona natural | Green River Basin (EUA) | 87e | sc | sc | sc |
| Vulcânica | (Tufo pozzolana) | Pozzuoli (Itália) | 88a | sc | sc | sc |
| Vulcânica | Ejetos piroclásticos (vidro vulcânico) | | 88b | sc | sc | sc |
| Vulcânica | Ejetos piroclásticos | Aqua Peaks (EUA) | 88c | sc | sc | sc |
| Vulcânica | Ejetos piroclásticos (escória vulcânica) | Jemez Mountains (EUA) | 88d | sc | sc | sc |
| Vulcânica | Ejetos piroclásticos (púmice) | Mount St. Helens (EUA) | 88e | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Rocha pirobetuminosa | Bacia do Paraná (Brasil) | 89a | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Sapropelito (Marauito) | Maraú (Brasil) | 89b | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Matéria orgânica em camadas (linhito) | Bacia do Jatobá (Brasil) | 89c | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Turfeira baixa - flúvio-lacustre | São José dos Campos (Brasil) | 89d | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Turfeira baixa - lagunar | Litorânea | 89e | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Carvão | Bacia do Paraná (Brasil) | 89f | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Detritos orgânicos marinhos (Coquina) | | 89g | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Gás natural | Bacias de Campos e Potiguar (Brasil) | 90a | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Lençóis de petróleo | Bacias de Campos e Potiguar (Brasil) | 90b | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Placer em linha de costa com Th | Guarapari (Brasil) | 91a | sc | sc | sc |
| Magmática hidro-mesothermal | Th, U em pegmatitos | Governador Valadares (Brasil) | 91b | sc | sc | sc |
| Metassomática hidrotermal | Albitito fósforo-uranífero | Lagoa Real, Espinharas (Brasil) | 91c | sc | sc | sc |
| Metamórfica hidrotermal | Colofanito fósforo-uranífero | Itatiaia (Brasil) | 91d | sc | sc | sc |
| Sedimentar | Th em aluvião | Tremembé (Brasil) | 91e | sc | sc | sc |

sc = sem correspondente

Nota Biográfica dos Autores



Franciscus Jacobus Baars. Geólogo (África do Sul/1986), Mestrado em petrologia metamórfica granulítica (Universidade de Cape Town/1990). Doutorando, focando os limites tectono-termiais do Cráton São Francisco meridional. Trabalhou pela Sopemi e pela Docegeo, na exploração e na avaliação de prospectos de *i.a.* Au, Cu, Zn, diamante, caulim e rutilo. Em 1999, fundou a consultoria Roots Rock, com atuação internacional. Entre 2000 e 2002, assessorou a CPRM–Serviço Geológico do Brasil em recursos minerais e gestão de informações, onde chefiou e reestruturou o Departamento de Recursos Minerais. *E-mail:* baarsf@rootsrock.com.br



Gerson Manoel Muniz de Matos. Geólogo (UFRJ/1974), Mestre (Universidade Heidelberg, Alemanha/1984), Doutor (Universidade Heidelberg, Alemanha/1992). Na CPRM desde 1975 como integrante de equipe e chefe de projetos de mapeamento geológico básico e de pesquisa mineral. Responsável pela coordenação do Programa Nacional de Prospecção de Ouro. Atualmente chefia a Divisão de Metalogenia do Departamento de Recursos Minerais. *E-mail:* gmmm@rj.cprm.gov.br



Maisa Bastos Abram. Geóloga (UFBA/1990), Mestre (UFBA/1993). Ingressou na CPRM–BA em 1994, onde atuou em pesquisa mineral, mapeamento geológico, petrografia e geoprocessamento. Desde 2001, chefia a Divisão de Avaliação de Recursos Minerais e integra a Coordenação Executiva do Programa GIS do Brasil. *E-mail:* maisa@sa.cprm.gov.br



Maria Angélica Barreto Ramos. Geóloga (UnB/1989), Mestre (UFBA). Ingressou na CPRM–BA em 1994 onde atuou em mapeamento geológico. Em 1999, passou a atuar na área de geoprocessamento e desde 2001 integra a equipe de Coordenação do Programa GIS do Brasil. Atualmente exerce a função de Assistente do Departamento de Geologia. *E-mail:* mbar@sa.cprm.gov.br



Reginaldo Leão Neto. Geólogo (USP/1975), especialização em Metalogenia do Ouro pela UFOP. Está na CPRM desde 1978 trabalhando em pesquisa mineral e mapeamento regional nas superintendências de Goiânia e Recife. Desde 1994 atua no desenvolvimento de banco de dados e a partir de 2001 passou a integrar a Coordenação Executiva do Projeto GIS do Brasil. *E-mail:* reginaldo@df.cprm.gov.br



Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros. Geólogo (UFPA/1992), Mestre (UFPA/1996). É geólogo da CPRM–RO desde 1994, atuando no Projeto Platina e Associados e no Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB). Participou da elaboração do Mapa Geológico de Rondônia e dos Projetos Província Mineral do Tapajós e Reserva Nacional do Cobre e Associados (RENCA) no Amapá e Pará. A partir de 2001 passou a integrar a equipe do Programa GIS do Brasil. *E-mail:* quadros@pv.cprm.gov.br



João Henrique Gonçalves. Geólogo (UnB/1982). Especialização em desenvolvimento de sistemas, geoprocessamento e prospecção. Trabalhou na Paranapanema S/A e na Cabot Mineral Resource com trabalhos na região amazônica e Brasil Central antes de ingressar na CPRM. Atualmente exerce a chefia do Departamento de Recursos Minerais na CPRM. É um dos coordenadores executivos do Programa GIS do Brasil na área de geoprocessamento, criação de equipes e gerenciamento de atividades. *E-mail:* jhg@sa.cprm.gov.br



Luiz Gilberto Dall'Ígna. Geólogo (UNISINOS/1977). Atuou na Mineração Oriente Novo S/A como chefe de pesquisa entre 1978 e 1983. Ingressou na CPRM–RO em 1994, onde coordenou o Programa Nacional de Prospecção de Ouro e foi assistente de produção de relações institucionais e desenvolvimento. No Departamento de Recursos Minerais–RJ coordenou o Programa de Avaliação Geológico-Econômica de Insumos Minerais para Agricultura. Atualmente na CPRM–RO é assistente no Departamento de Recursos Minerais. *E-mail:* luizgilberto@pv.cprm.gov.br



Antonio Maurilio Vasconcelos. Geólogo (UFC/1974). Funcionário da CPRM exercendo atividades relacionadas a mapeamento geológico-metalogenético regional, em terrenos de rochas sedimentares e do embasamento cristalino, com área de concentração na Região Nordeste do Brasil. Tem participado do Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba e do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Atualmente ocupa o cargo de Coordenador de Projetos da Área de Geologia e Recursos Minerais na Residência de Fortaleza. *E-mail:* maurilio@fo.cprm.gov.br



Edesio Maria Buenano Macambira. Geólogo (UFPA/1969), Mestre (UFPA/1997). Ingressou na CPRM-PA em 1970, onde trabalhou em diversos projetos de mapeamento, pesquisa mineral e prospecção geoquímica na Amazônia Oriental. Desde 1990 dedica-se a estudos de complexos máfico-ultramáficos com ênfase em depósitos de EGP.

E-mail: geremi@cprm-be.gov.br



Gilberto Emilio Ramgrab. Geólogo (UFRGS/1966). Na CPRM desde 1970, trabalhou inicialmente na Amazônia, e a partir de 1984 no Rio Grande do Sul. Autor de inúmeros trabalhos, especialmente sobre mapeamento geológico e metalogenia.

E-mail: ramgrab@pa.cprm.gov.br



Gilmar José Rizzotto. Geólogo (UNISINOS/1985), Mestre (UFRGS/1999). É geólogo da CPRM-RO desde 1991, atuando no Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB), com ênfase em petrologia, geoquímica e mapeamento de terrenos pré-cambrianos da Amazônia Ocidental e Oriente Boliviano. Trabalhou no Projeto Platina e como consultor para empresas de mineração e para o Serviço Geológico da Bolívia. Atualmente é Coordenador Regional da Província Rondônia – Alta Floresta do Projeto GIS do Brasil.

E-mail: gilmarzz@pv.cprm.gov.br



João Pedreira das Neves. Geólogo (UFBA/1967). Iniciou atividades profissionais em 1968 no DNPM-RJ e desde 1971 está na CPRM-BA. Atuou em pesquisa mineral, cadastramento de recursos minerais e cartografia metalogenética-previsional no âmbito do Cráton São Francisco. Atualmente executa e coordena regionalmente o levantamento de recursos minerais, da Província São Francisco, para o Projeto GIS do Brasil.

E-mail: jpneves@sa.cprm.gov.br



José Domingos Alves de Jesus. Geólogo (UFBA/1989). Trabalhou em pesquisas hidrogeológicas na iniciativa privada, até 1996, quando ingressou na CPRM-BA. Tem desenvolvido projetos de cartografia hidrogeológica e cadastramento de poços. A partir de 2001 passou a atuar em geoprocessamento, banco de dados e recursos minerais integrando a equipe de Coordenação do Programa GIS do Brasil.

E-mail: domingos@sa.cprm.gov.br



Liliane Lavoura Bueno Sachs. Geóloga (UNESP/1984), Mestre (UNICAMP/1993). De 1985 a 1986 trabalhou com pesquisa de gemas e minerais pesados. Desde 1991 atua na CPRM-SP nas áreas de mapeamento geológico regional, integração geológica, metalogenia, recursos minerais e geologia econômica e em programa de pesquisa de insumos minerais para a agricultura. Desde 2001 é supervisora de projetos e coordenadora de Recursos Minerais e Metalogenia da Província Paraná no Projeto GIS Brasil. *E-mail:* lisachs@sp.cprm.gov.br



Luiz Antonio Chieregati. Geólogo (USP/1971), Mestre (USP/1990). Geólogo da CPRM desde 1972, trabalhou no Rio Grande do Sul, São Paulo e sul de Minas Gerais em projetos de cartografia geológica básica em 1:250.000. De 1978 a 1981, prestou serviços no DNPM em projetos da região metropolitana de São Paulo. Desde 1982 na CPRM-SP, trabalha em projetos de economia e pesquisa mineral com ênfase nas áreas de minerais industriais, rochas ornamentais e pesquisa para diamante. Atualmente é gerente de Geologia e Recursos Minerais.

E-mail: chieregati@sp.cprm.gov.br



Marcia Zuchetti. Geóloga (UNISINOS/1983), Mestre (UFMG/1998). Iniciou suas atividades profissionais em pesquisa de cassiterita na região Amazônica. Em 1987 ingressou na CPRM-MG onde tem atuado em pesquisa nas áreas de petrografia e petrologia nos projetos de mapeamento geológico. Suas áreas de interesse são petrologia e metalogenia em terrenos arqueanos do tipo *greenstone belts*. Atualmente trabalha na Divisão de Metalogenia, Departamento de Recursos Minerais da CPRM e dedica-se à pesquisa sobre depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (VMS).

E-mail: marciazu@bh.cprm.gov.br



Marco Antonio de Oliveira. Geólogo (UNESP/1990), Mestre (UNICAMP/1996). Trabalhou na Prefeitura do Município de São Paulo (SP), onde participou da elaboração do Diagnóstico Mineral Preliminar do Município e do Detalhamento da Carta Geotécnica 1:10.000. Em 1997 ingressou na CPRM-AM onde chefiou o Projeto Ouro – Área Amazonas e Roraima. Atualmente é Coordenador de Metalogenia e Recursos Minerais.

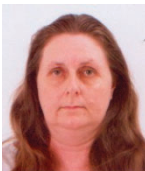
E-mail: moliveira@ma.cprm.gov.br



Maria Telma Lins Faraco. Geóloga (UFPA/1975), Mestre (UFPA/1990), Doutora (UFPA/1997). Geóloga da CPRM desde 1976, tendo trabalhado nas superintendências de Belém e Manaus com ênfase em pesquisas nas áreas de petrologia, geoquímica e metalogenia.

Iniciou suas atividades profissionais em mapeamento básico e levantamentos geoquímicos regionais. Posteriormente passou a executar análises petrográficas e cartas metalogenéticas para diversos projetos, incluindo na Reserva Nacional do Cobre e Minerais Associados (RENCA). Atualmente responde pela Coordenação da Província Carajá-Amapá do Projeto GIS do Brasil.

E-mail: faraco@interconect.com.br



Marília Kosin. Geóloga (USP/1985). Ingressou na CPRM-GO em 1987 onde trabalhou até 1992 e a partir desta data na CPRM-BA. Executou diversos projetos de mapeamento geológico e de integração regional para o Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB). Atualmente é Assistente do DEGEO e Coordenadora Regional do Projeto GIS do Brasil na Província São Francisco. Suas principais áreas de interesse são mapeamento geológico, geotectônica de terrenos arqueano-paleoproterozóicos e geoprocessamento.

E-mail: mkosin@sa.cprm.gov.br



Orivaldo Ferreira Baltazar. Geólogo (UFPA/1973). Desde 1976 na CPRM-MG com atuação em cartografia geológica básica na região sudeste do Brasil, como executor, chefe e supervisor de projetos de mapeamento geológico. Atualmente dedica-se a projetos de metalogenia, relacionados à evolução geológica e ao controle estrutural das mineralizações auríferas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.

E-mail: orivaldo@bh.cprm.gov.br



Ricardo Gallart de Menezes. Geólogo (UFRRJ/1977). Na CPRM desde 1977 como integrante de equipe em mapeamento geológico em terrenos pré-cambrianos (Cráton das Guianas), em terrenos brasileiros de SP, em terrenos arqueano-proterozóicos no Cráton Amazônico meridional e mapeamento geológico de áreas metropolitanas. Atuou em projetos de análise morfoestrutural na Bacia do Paraná para o Consórcio Paulipetro e nos Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais e de prospecção de ouro.

E-mail: gallart@rj.cprm.gov.br



Sérgio Luiz Martini. Geólogo (UFRGS/1972), Mestre (Imperial College, Inglaterra/1980). Trabalhou na iniciativa privada por 16 anos em prospecção de metais básicos e preciosos, principalmente em terrenos pré-cambrianos na América do Sul e na antiga União Soviética.

Atualmente na CPRM-RJ atua como pesquisador, com ênfase em projetos de metalogenia regional. É assistente de pesquisa do Departamento de Geologia.

E-mail: sergio@rj.cprm.gov.br



Carlos Augusto Silva Leite. Geólogo (UFRGS/1995), Mestre em Geologia Estrutural/Tectônica (UFOP). Ingressou na CPRM em 1997, participou do Projeto Leste de Minas Gerais (mapeamento geológico e estudo de pegmatitos), atuou na coordenação regional do Mapa Geológico do Brasil (1:2.500.000) – Província Mantiqueira em 2001 e na coordenação executiva do Mapa Geológico de Minas Gerais em 2002. Atualmente é coordenador da Folha Rio Doce do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.

E-mail: carlosaugusto@cpmbh.gov.br



Vilmario Antunes da Silva. Geólogo (UFRGS/1976). Na CPRM desde 1977 especializou-se em geologia de terrenos sedimentares nos CIEGs de Caçapava (RS) e do Morro do Chapéu (BA). Trabalhou em prospecção mineral na Amazônia e carvão no RS. Participou de trabalhos de mapeamento para o Consórcio Paulipetro. Atuou em projetos de cartografia geológica de terrenos pré-cambrianos em SP e no Paraná. Desde 2001 integra a equipe de recursos minerais e metalogenia do programa GIS do Brasil, na Província Paraná.

E-mail: vilmario@sp.cprm.gov.br



Vinícius José de Castro Paes. Geólogo (UFMG/1992), Mestre (UFMG/1999). Geólogo da CPRM desde 1994, onde trabalha em mapeamento geológico, no cadastramento de recursos minerais, na formulação de modelos metalogenéticos e na definição de áreas potenciais e de critérios prospectivos para pesquisa mineral. Atualmente tem trabalhado com modelamento em ambiente SIG da favorabilidade para pesquisa mineral, e integra a equipe de metalogenia/recursos minerais da Província Mantiqueira nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, no Programa GIS do Brasil.

E-mail: paesvjc@bh.cprm.gov.br



Washington de Jesus Sant'Anna da Franca

Rocha. Geólogo (UFBA), Doutor (UFBA).

Professor Adjunto da Universidade Estadual de Feira de Santana, atuando nas áreas de SIG e Processamento Digital de Imagens de Satélite para os cursos de Geografia e Ciências Biológicas. Atuou como geólogo de mina e prospector em empresas de mineração e de exploração mineral entre 1983 a 1991. Coordena a implantação de um banco de dados georeferenciado para avaliação de recursos naturais na região do semi-árido da Bahia. É consultor da CPRM e da SIBRA para geotecnologias, tendo ministrado diversos cursos sobre aplicações do ARC-SDM. *E-mail:* wrocha@uefs.br



Marcos Antonio Soares Monteiro. Geólogo,

(UFRRJ/1992), Especialização em Geopro-

cessamento (UFAM/2001). Mestrando na área

de Geologia Regional (Sensoriamento Remoto)

da UFAM. Geólogo documentarista no período

1992/1996, a partir de 1996 passa a integrar

o quadro técnico da CPRM. Participou do Projeto Tapajós e em atividades de divulgação científica. Desde 2001 integra a equipe do Programa GIS do Brasil na área de Geoprocessoamento, Sensoriamento Remoto e Processamento Digital de Imagens. *E-mail:* marcos_monteiro@cprm-ma.gov.br

Recursos Minerais Industriais

Industrial Mineral Resources

Renato Ribeiro Ciminelli

Consultor

Summary

In this chapter Industrial Minerals is proposed as a niche for mining investors in Brazil. The non-metallic minerals are seen as drivers for a new growing cycle in the Brazilian mining industry. The opportunities accumulated in the past decades of stagnation are anticipated to be explored in this new decade. The diversity that characterizes this mineral segment is explored with a view on the enormous amount of mineral based businesses that can be created and the multiple functionality of each mineral is discussed. Plastic and paint applications are addressed in detail as a mean to explain the contours of functionality. Other topics also addressed include management styles needed by successful ventures, marketing efforts required, research focus and organizational scenario in Brazil.

The facts, developments and structural transformations that anchor a boom of investments in industrial minerals are presented and discussed. A new environment of expansion is characterized. Mining companies are expected to be improving their competitiveness and to be developing proper marketing and technological capabilities before going more aggressively after expansion and highly technical demands.

Growth driving factors include: 1) the increasing attractiveness of the small and medium size companies; 2) the improved logistics in Brazil; 3) the new innovative and very efficient supporting programs led by governmental institutions. Mining clusters and geological districts with high growth potential will undergo structural transformations. And mining companies will develop a more aggressive approach in managing their businesses adding value to their assets by means of incorporating new products, services and alliances. It is emphasized the industrial minerals is a market driven segment. This characteristic impacts on the nature of opportunities and the management styles and skills that industrial minerals require. Functionality and diversity are interrelated and explored as sources of opportunities.

Minerals are classified according to industrial application, price, scale, international and domestic scope, degree of substitution, availability, competitive structure and number of opportunities. The broad category of industrial minerals can be divided into two major segments of product: chemical minerals and physical minerals. Chemical raw materials, fertilizer raw materials, chemical process aids, ceramic raw materials and metallurgical fluxes belong to the chemical minerals category. Structural minerals, filler and extender pigments, process aids and absorbents, carriers and parting agents belong to the physical minerals category. Chemical minerals are products employed primarily as sources of specific chemical elements. They are sold for what they contain, not their physical

properties. A major use is obviously as chemical raw materials. These products include salt, lime, and soda ash, which are primary sources of sodium, chlorine, or calcium. An even larger category is fertilizer raw materials, of which phosphates, sulphur, and potash represent over 90% of the demand. Smaller categories include chemical process aids, primarily such water-treatment minerals as salt, lime, and salt cake and ceramic raw materials. Physical minerals are products sold to performance specifications. These products are purchased for what they do, not for what they contain. Important properties often include brightness, specific gravity, hardness, colour, absorption characteristics and conductivity, among others. Structural minerals are the largest subgroup of physical minerals. Sand and gravel and crushed stone are the two major components in this segment. But these products are very low in price and tied to construction activity. Extender and fillers are the largest segment in terms of number of products, composed of roughly 15 different minerals. This is the most stable group of physical minerals and the most profitable. Historically, during the 80's, in USA, average profitability of extender and filler suppliers had been twice that of chemical mineral suppliers. Extender and filler minerals together with other specialty physical minerals are also known as functional minerals.

This chapter addresses what it takes for industrial mineral businesses to succeed and dedicates a special analysis for the extender and filler minerals, analyzing the typical business and marketing characteristics and the skills required in a very competitive environment. Extender and filler pigments, also called functional minerals, are one of the most specialized categories of industrial minerals. Unlike chemical, fertilizer, or structural minerals, extender and filler pigments are true specialties, marketed in relatively small volumes, with high value added, to a larger number of consumers. Although extender and fillers represented only 0,3% of the total tonnage of industrial minerals, they accounted for almost 5% of the dollar value in North America in the 80's, clearly illustrating their higher average value per tonne. As a result, it takes a unique company culture to succeed in this market. The extender and filler business is characterized by high technical service requirements and above normal research and development costs. Efficient processing is important, but the ability to upgrade and modify products, by ultra-fine grinding, calcining or surface treatment, is crucial in order to satisfy unique consumer demands. The non-cyclical and profitability of this business attracted several suppliers of commodity industrial minerals. These efforts, however, had produced only limited success due to a lack of understanding of the differences between extender and filler pigments and other commodities.

Examples and concepts of opportunities available at the market and at the production side are preserved. R&D programs can accelerate the expansion of the industrial minerals segments with emphasis on ceramic mineral raw materials and functional minerals.

Introdução

Este texto propõe-se a desenvolver um entendimento mais apurado sobre as peculiaridades que diferenciam os Minerais Industriais dos demais segmentos minerais metálicos, energéticos, gemas e minerais raros e preciosos. Subseqüentemente Minerais Industriais são aqui abordados pela ótica de inovações de base mercadológica, tecnológica e gerencial. Estas inovações, uma vez integradas e implementadas, podem alavancar um grande potencial de crescimento dos negócios com Minerais Industriais no País.

Novos instrumentos de fomento que priorizam os Minerais Industriais no Brasil são objeto de análise.

As inovações de base mercadológica estão ancoradas em modelos de negócio que valorizam os recursos minerais pela verticalização, pelo aumento do desempenho funcional, pela agregação de serviços e aprimoramentos logísticos, entre outros avanços.

O Brasil domina as tecnologias de concentração e processamento mineral de amplo uso pelas *commodities* metálicas e não-metálicas. Oportunidades para a conquista de novos espaços de mercado estarão centradas na capacidade dos investidores brasileiros de otimizar o desempenho funcional de seus minerais industriais em segmentos industriais diversos

e de satisfazer diferenciadamente à demanda. Minerais Físicos Funcionais, por exemplo, é a categoria que mais bem ilustra este novo espaço competitivo. Neste texto, são discutidas aquelas inovações e aqueles conhecimentos de base tecnológica que priorizam a otimização da funcionalidade do mineral em variadas aplicações industriais pelo processamento avançado do mineral e pelo domínio e controle da interface com outros materiais em que é incorporado.

As propriedades intrínsecas dos minerais e aquelas derivadas ou modificadas pelos processamentos mais finos determinam as funções industriais, os desempenhos específicos e a competitividade de cada espécie nas aplicações industriais diversas. A funcionalidade permite a inserção dos minerais nas cadeias produtivas e articula-se com a logística como forma de segmentar e contextualizar os Minerais Industriais dentro da grande diversidade e amplitude de negócios que caracterizam este setor da mineração.

As inovações gerenciais traduzem a capacidade do País de gerir os instrumentos de competitividade. Enquanto Universidades, Centros de P&D e seus pesquisadores e especialistas têm apoiado a consolidação tecnológica de oportunidades de negócio, o binômio inovações e oportunidades, integrado à competitividade do País, permitiu que o Brasil entrasse nos anos 2000 consagrando a indústria

mineral como um dos segmentos industriais que irá apresentar taxas elevadas de crescimento nos próximos 20 anos. Os Minerais Industriais estão viabilizando a ampliação do conhecimento do potencial geológico em não-metálicos do território nacional, a potencialização de oportunidades para pequenos e médios negócios que predominam na economia nacional, a atração de novos investidores e a consagração do País no mercado internacional de Minerais Industriais.

Definições

A descrição clássica do termo Minerais Industriais incorpora nesta categoria todas as rochas e minerais, incluindo os sintéticos de origem mineral, predominantemente não-metálicos, que por suas propriedades físicas ou químicas, e não pela energia gerada ou pelos metais extraídos, podem ser utilizados em processos industriais, de modo geral com múltiplas funções, com maior ou menor valor agregado, ou como aditivo, diretamente como lavrado, ou após beneficiamento e processamento.

O Tab. IX.1 lista as espécies minerais ou grupos minerais que constam na revista inglesa *Industrial Minerals* (www.mineralnet.com.uk) – uma referência bibliográfica mundial do setor.

A relação de Minerais Industriais pode ser ampliada com (a) minerais mais raros e de aplicação muito específica; (b) rochas industriais de ocorrência regional restrita, como no caso do agalmatolito de Minas Gerais; (c) outras espécies minerais produzidas artificialmente, como sílicas especiais e pós-cerâmicos; (d) minerais modificados, como argilas ativadas

e caulim calcinado; (e) resíduos inorgânicos e subprodutos como fosfogesso e cenosferas, entre inúmeros outros; e (f) rochas ornamentais e de revestimento para construção civil. Harben (1999), em seu livro *The Industrial Minerals Handbook*, apresenta um guia de mercados, especificações e preços para os principais Minerais Industriais.

Presume-se que os resíduos industriais e de mineração crescerão em importância econômica e mercadológica nestes próximos 20 anos, diante de sua importância na sustentabilidade de operações industriais e minerais, na abertura de novos negócios e na reabilitação e na retomada de minas antigas. O foco da reciclagem será os depósitos e as operações industriais próximos aos grandes pólos industriais e a recuperação de materiais de alto valor com tecnologias mais eficientes. O sucesso dos negócios com os Minerais Industriais vai depender do grau de intimidade dos produtores com o mercado, com os elos da cadeia produtiva e com as aplicações finais. A Tab. IX.2 e a Tab. IX.3 apresentam as aplicações industriais mais importantes para um grupo de minerais selecionados. A relação de segmentos industriais onde os Minerais Industriais podem ser utilizados é bastante extensa e diversificada, incluindo desde indústrias farmacêuticas a cerâmicas tradicionais ou de alto desempenho, construção civil, papel, defensivos agrícolas, fertilizantes, tintas e plásticos de engenharia civil, entre inúmeros outros.

Conhecer as peculiaridades dos Minerais Industriais, diferenciando-os dos metálicos que caracterizam a cultura mineral predominante no País, e contemplar as escalas mais adequadas e típicas para cada mineral não-metálico são requisitos para a viabilização e a valorização ótima dos empreendimentos neste setor mineral. O foco no mercado deve ser assegurado em todas as fases da produção dos

Tabela IX.1 Classificação da revista *Industrial Minerals*
Table IX.1 Index of *Industrial Minerals*

| | | |
|--------------------------------|----------------------|-------------------------|
| Minerais abrasivos | Fluorita | Pirofillita |
| Agregados | Grafita | Minerais terras-raras |
| Alumina/bauxita | Gipsita | Sal |
| Minerais de antimônio | Óxido de ferro | Sílicas/quartzo |
| Argilas plásticas/"ball clay" | Caulim/haloisita | Minerais de sillimanita |
| Barita | Calcáreo/cal | Ardósia |
| Bentonita/atapulgita/sepiolita | Minerais de lítio | Carbonato de sódio |
| Minerais de berílio | Magnesita | Minerais de estrôncio |
| Boratos | Minerais de manganês | Enxofre |
| Bromo/iodo | Mica | Talco |
| Carbonato de cálcio | Nitratos | Minerais de titânio |
| Cimento | Olivina | Vermiculita |
| Cromita | Perlita | Wollastonita |
| Diamante | Fosfatos/apatita | Zeólitas |
| Diatomita | Potássio | Minerais de zircônio |
| Dolomita | Pedra-pome | |
| Feldspato/nefelina-sienito | Piritas | |

Minerais Industriais, incluindo no início dos trabalhos geológicos em um novo depósito.

O perfil da demanda de Minerais Industriais em cada um dos segmentos industriais apresentados na Tab. IX.2 e na Tab. IX.3 é específico. Os principais desafios da empresa mineral neste contexto são maximizar e consolidar valor e participação de mercado. A importância da segmentação dos Minerais Industriais de acordo com a aplicação final é enfatizada a seguir com adoção de termos já consagrados mundialmente.

- Argila *Coating Clay*;
- Talco cosmético;
- Argila tixotrópica;
- Alumina grau eletrônico;
- Magnesita *feed grade*;
- Cromita refratária;
- Gesso agrícola; e
- Quartzo ótico.

A valorização dos produtos Minerais Industriais está condicionada tanto à competitividade do produto e ao mercado, como também à maturidade do produtor e do fornecedor para a gestão de negócios e sua capacitação para maximizar segmentação e diferenciação como estratégia de *marketing*.

O sucesso dos negócios com Minerais Industriais requer o

entendimento de que a diferenciação vai demandar o domínio de tecnologias de produto e aplicação, comparada à ênfase nas tecnologias de produção e logística que prevalece nos negócios com as demais *commodities* minerais. A segmentação, por sua vez, vai demandar maior ênfase no *marketing* do sistema produto mineral/aplicação, comparado ao *marketing* restrito à espécie mineral que persiste nas demais *commodities*.

O entendimento que se apresenta é que sejam maximizados os parâmetros convencionais de competitividade atrelados a custos, consagrados na gestão de processos, operações, logística e controle ambiental para as *commodities*, sejam elas metálicas ou não-metálicas.

A segmentação mercadológica é uma estratégia de *marketing* aplicável aos Minerais Industriais como forma de explorar a diversidade que caracteriza este segmento mineral, tirando vantagem das particularidades dos sistemas mineral/produto/aplicação/cliente. Em tese, um mesmo produto mineral pode ter preços diferentes em sistemas diferentes.

A segmentação mercadológica requer da indústria mineral uma estrutura técnica, administrativa e comercial polarizada para os segmentos-alvo e compatível com o perfil da demanda. A segmentação mercadológica é uma estratégia muito nova e de difícil assimilação e execução para a maioria das

Tabela IX.2 Minerais Industriais versus Aplicações. Table IX.2 Industrial Minerals and their usage

| | Construção | Cerâmica | Cimento e Cal | Vídeos | Refratários | Indústria Química | Agricultura | Cargas (Filler) | Peletização | Modelos de Fundição | Fundentes Metalúrgicos | Jóias / Decoração | Abrasivos | Pigmentos | Clarificantes | Filtrantes | Ótica e Eletrônica | Lamas de Perfuração |
|---------------------------------|------------|----------|---------------|--------|-------------|-------------------|-------------|-----------------|-------------|---------------------|------------------------|-------------------|-----------|-----------|---------------|------------|--------------------|---------------------|
| 1-Amianto | ⊕ | | | | ○ | | | ⊕ | | | | | | | | | | |
| 2-Areias Silicosas | ● | ⊕ | ○ | ● | ⊕ | ⊕ | | ○ | | ● | ⊕ | | ⊕ | | | ● | ⊕ | ○ |
| 3-Argilas : Comum | ● | ● | ● | | | | | | | | | | | | | | | |
| Caulim | | ● | ○ | ○ | ⊕ | | | ● | | | | | | | | | | |
| Betonita | ○ | ○ | | | | | | ○ | ● | ● | | | | | ● | | | ● |
| 4-Barita | | ○ | | ○ | | ● | | ○ | | | | ○ | | ○ | | | | ● |
| 5-Bauxita, Cianita e correlatos | | ○ | ○ | ○ | ● | ⊕ | | ○ | | ○ | | | ○ | | ○ | | | |
| 6-Calcário, Dolomito e Cal | ● | ○ | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | | ● | ○ | ○ | | ○ | | ○ | ○ |
| 7-Diamante | | | | | | | | | | | | ● | ● | | | | ○ | |
| 8-Feldspato e Nefelina Sienito | | ● | | ● | | | | ⊕ | | | | ○ | ○ | | | | | |
| 9-Fluorita | | ○ | | ○ | | ● | | | | | ● | ○ | | | | | ○ | |
| 10-Fosfato | | | | ○ | | ⊕ | ● | | | | | | | | | | | |
| 11-Grafita | | | | | ⊕ | | | ○ | | ○ | | | | | | | | |
| 12-Ilmenita, Rutilo e Zirconita | | ○ | | | ○ | ⊕ | | | | ○ | | | | ● | | | | |
| 13-Magnesita | | | | | ● | ○ | ○ | | | | | ○ | | | | | | |
| 14-Rochas Ornamentais | ● | | | | | | | | | | | ⊕ | | | | | | |
| 15-Talco e Pirofilita | | ⊕ | | | ○ | | | ● | | | | ○ | ○ | | | | | |

Legenda: ● Uso Importante ⊕ Uso Adicional ○ Uso Ocasional

Tabela IX.3 Minerais Industriais *versus* Aplicações. *Table IX.3 Industrial Minerals and their usage*

| | Construção | Cerâmica | Cimento e Cal | Vidros | Refratários | Indústria Química | Agricultura | Cargas (Filler) | Peletização | Modelos de Fundição | Fundentes Metalúrgicos | Jóias / Decoração | Abrasivos | Pigmentos | Clarificantes | Filtrantes | Ótica e Eletrônica | Lamas de Perfuração |
|--------------------------------|------------|----------|---------------|--------|-------------|-------------------|-------------|-----------------|-------------|---------------------|------------------------|-------------------|-----------|-----------|---------------|------------|--------------------|---------------------|
| 1-Compostos Nitrogenados | | | | | | ⊕ | ● | | | | | | | | | | | |
| 2-Cromita | | | | | ● | ● | | | | ○ | | | | ○ | | | | |
| 3-Diatomita | | | | | ○ | | | ○ | | | | | ○ | | ⊕ | ● | | ○ |
| 4-Enxofre | | | | | | ● | | | | | | | | | | | | |
| 5-Evaporitos: Boratos e outros | | ○ | | | | ● | | | | | | | | | | | | |
| 6-Gemas e Pedras Coradas | | | | ⊕ | | | | | | | | ● | | | | | ○ | |
| 7-Gipsita e Anidrita | ⊕ | | | | | ○ | ⊕ | ⊕ | | | | ○ | | | | | | ○ |
| 8-Halita | | | ● | ○ | | ● | | | | | | | | | | | | |
| 9-Minerais de Potássio | | | | | | ● | ● | | | | | | | | | | | |
| 10-Minerais de Lítio | | ○ | | ⊕ | | ⊕ | | | | | | ○ | | | | | | |
| 11-Muscovita | | | | | | | | ⊕ | | | | ○ | | | | | ○ | ○ |
| 12-Quartzo | | | | | | | | | | | ⊕ | | | | | | ● | |
| 13-Tório e Terras Raras | | | | ○ | | ⊕ | | | | | | | | | | | | |
| 14-Vermiculita | ○ | | | | ○ | | | ⊕ | | | | | | | | | | |
| 15-Zeólitos | | | | | | | | | | | | | | | ⊕ | | | |

Legenda: ● Uso Importante ⊕ Uso Adicional ○ Uso Ocasional

mineradoras do País, cuja cultura ainda é muito extrativista e está mais dirigida para a comercialização de *commodities*. A segmentação mercadológica como estratégia de *marketing* não pode ser confundida com ações especulativas que tirem vantagem de condições atípicas e temporárias do mercado. A identificação do perfil da demanda e a elaboração e a implementação desta estratégia de *marketing* requerem sensibilidade, competência técnica e mercadológica.

O novo paradigma para os negócios com Minerais Industriais é o *Marketing da performance* industrial de seu produto mineral. O produtor mineral deve negociar o preço do desempenho de seu produto em cada aplicação, fortalecendo o comércio de serviços ou conhecimentos, diferentemente do observado no comércio de *commodities* minerais.

O espaço de tempo entre inovações tecnológicas e mercadológicas é cada vez mais reduzido. As empresas de Minerais Industriais não estão adequadamente organizadas para a polarização da capacitação tecnológica e organizacional para o mercado, que induz o desenvolvimento de vantagens competitivas. Esta inadequação é evidenciada nos principais elementos organizacionais das empresas de mineração, nas suas características estruturais e culturais, na qualificação da força de trabalho e na presença de procedimentos e estratégias adequados para a absorção de conhecimentos.

A cultura das mineradoras é extrativista, conservadora e totalmente direcionada para a comercialização de *commodities*.

A memória de conhecimentos e experiências relativas ao desempenho e à aplicação dos produtos é limitada e a qualificação típica dos funcionários das mineradoras compromete sua competitividade no mercado operacional e a diferenciação de produtos e serviços. Nas gerências destas empresas prevalecem padrões gerenciais ultrapassados e a despreocupação com a interface com o mercado. Toda a capacitação organizacional das empresas de Minerais Industriais é baseada em sua função de extração de *commodities* minerais. Só estarão aptas a participar dos segmentos de mercado mais atrativos aquelas empresas que identificarem suas vantagens competitivas e se viabilizarem organizacionalmente e tecnologicamente.

Posição relativa das reservas e produção de Minerais Industriais

A Fig. IX.2 e a Fig. IX.3 consolidam os dados do Anuário Mineral Brasileiro para as reservas e os volumes de produção para minerais não-metálicos no ano 2000. Na produção de várias espécies minerais não-metálicas é evidente a carência de maior conhecimento geológico das áreas de lavra para possibilitar a expansão da produção e o aumento da competitividade dos empreendimentos minerais.

TECNOLOGIA DE PRODUTOS E APLICAÇÕES EXPANDE AS OPORTUNIDADES DE MERCADO DOS MINERAIS INDUSTRIAIS

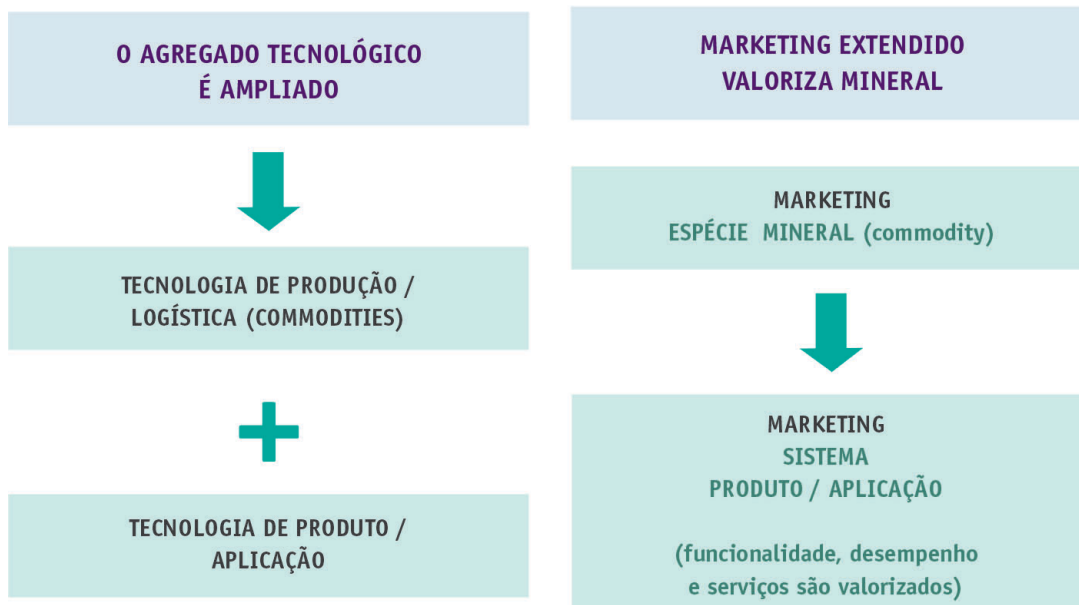


Figura IX.1 – Modelo de tecnologia de produto e marketing para Minerais Industriais

Figure IX.1 – Technological Model of product and marketing for Industrial Minerals

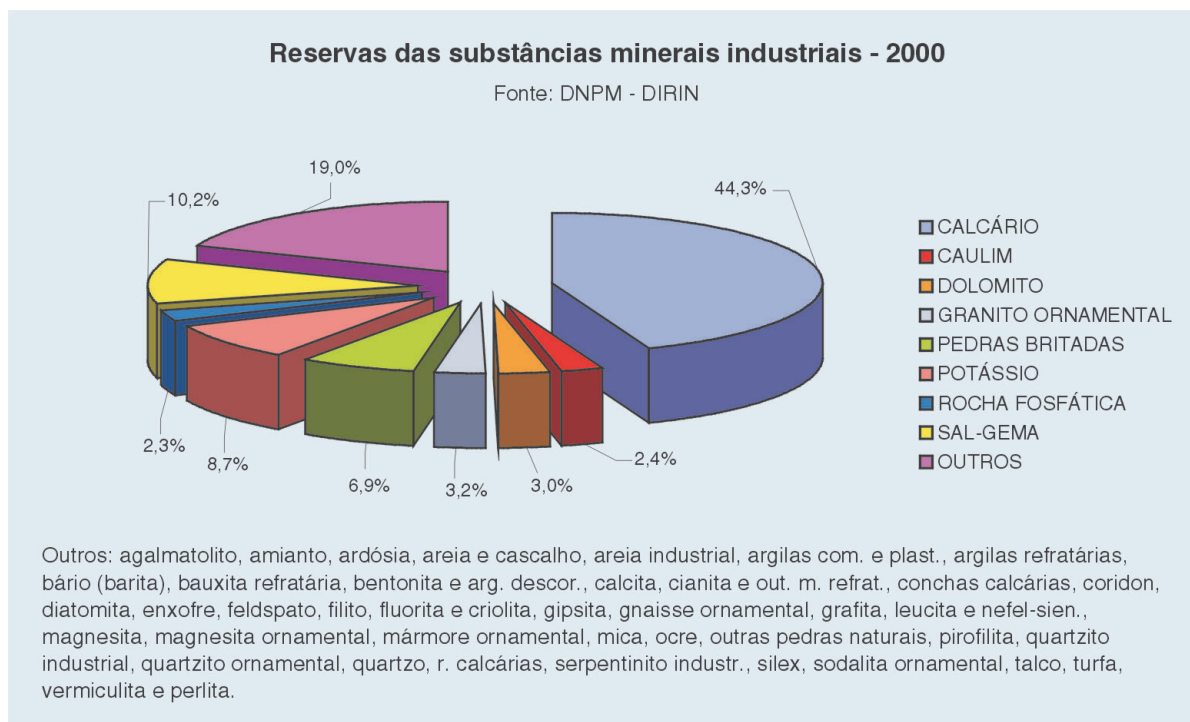


Figura IX.2 – Reserva das substâncias minerais industriais

Figure IX.2 – Reserves of industrial minerals

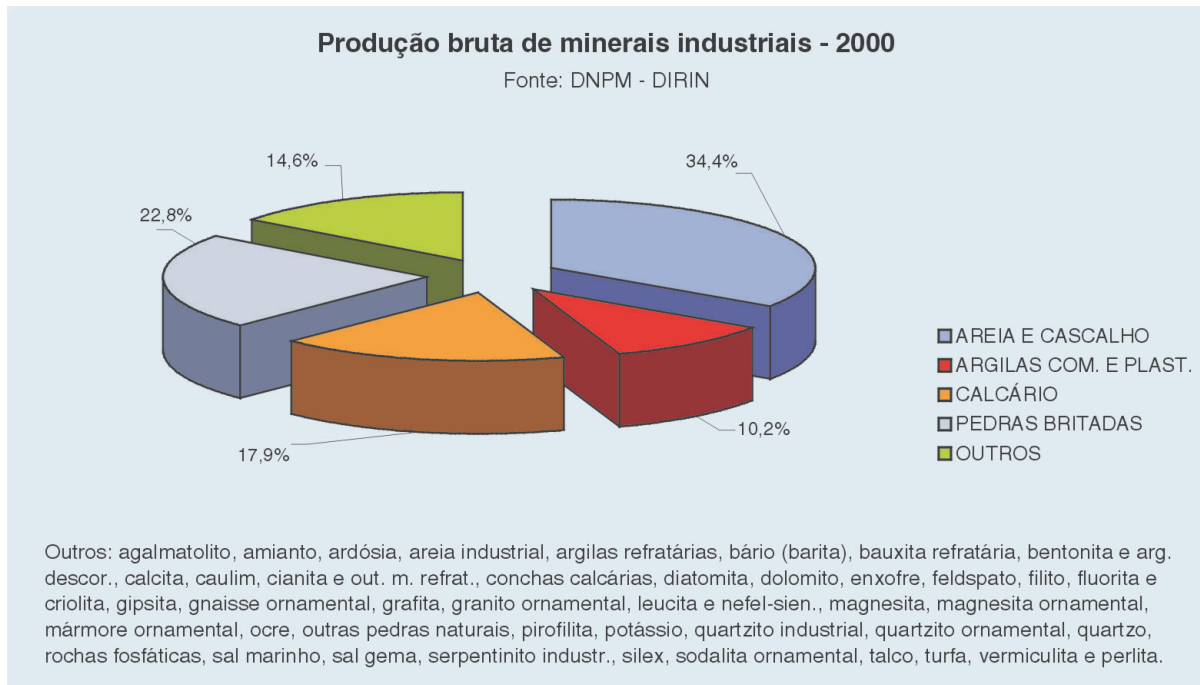


Figura IX.3 – Produção bruta dos Minerais Industriais

Figure IX.3 – Gross production of Industrial Minerals

Minerais Industriais no Brasil

Os anos 2001 e 2002 são marcados por uma série de acontecimentos que evidenciam a retomada da mineração como um dos segmentos industriais do País de maior potencial de crescimento para os próximos 20 anos. No período 1995/2000, o setor mineral como um todo teve um crescimento médio anual de 8,2%. Incluindo-se a primeira etapa de transformação na sua cadeia de verticalização, os Negócios de Base Mineral ("mineral business") têm sido responsáveis por 8,5% do Produto Interno Bruto – PIB, conforme dados do Centro de Tecnologia Mineral – CETEM (www.cetem.gov.br). Os Minerais Industriais, por sua vez, são um novo nicho de oportunidades até então pouco explorado. Enquanto nas operações de metálicos e nas grandes minerações de não-metálicos consagra-se a consolidação e a expansão dos líderes de mercado, nos Minerais Industriais predomina a emergência da diversidade dos negócios com não-metálicos.

Nos anos 60 a 80, a atenção dos grandes investidores da mineração e as políticas oficiais de fomento estiveram voltadas para minerais metálicos, petróleo e gás natural, e algumas poucas *commodities* não-metálicas como cimento e insumos fertilizantes. Os demais Minerais Industriais ficaram em segundo plano. Os insumos minerais para construção civil não foram priorizados e as operações de pequeno porte, com alto grau de informalidade e baixa capacitação tecnológica, multiplicaram-se. Chegamos à década de 80 com um grande

atraso na qualidade e na tecnologia da produção dos Minerais Industriais, demandados por um parque industrial que experimentou expressivos avanços tecnológicos e produtivos. O atraso tecnológico entre a produção nacional de Minerais Industriais e a de países desenvolvidos pode chegar a 20 anos no caso de alguns minerais funcionais.

No mercado doméstico, as indústrias consumidoras, insensíveis à importância dos minerais em seus produtos e em sua competitividade, priorizaram apenas preço em detrimento de critérios técnicos e estratégicos de compra. Os mineradores, por sua vez, não tiveram competência técnica e comercial para valorizar seus produtos e aproveitar as oportunidades de mercado.

A posição brasileira no comércio internacional de minerais não-metálicos é muito tímida. Apenas 5,6 milhões de toneladas e US\$ 1,5 milhão foram exportados no ano 2000.

A participação no Produto Mineral Bruto – PMB dos não-metálicos (16,4%), em relação aos metálicos, é outro indicativo do potencial de crescimento da produção brasileira de Minerais Industriais. A literatura sugere que um país atinge sua maturidade industrial quando o valor da produção de não-metálicos supera o da produção de metálicos. Isto aconteceu na Inglaterra no século XIX, nos Estados Unidos no início do século XX, na Espanha no começo dos anos 70 e na Austrália no final dos anos 80.

O desinteresse das décadas passadas pelos Minerais Industriais era tanto econômico quanto acadêmico. A carência

de políticas oficiais que estimulassem este segmento também se explicava pela atuação muito restrita das instituições de ensino superior e de P&D.

Estima-se que a participação dos Minerais Industriais no PMB esteja aquém da realidade, à medida que ocorre uma grande informalidade nos contratos de âmbito regional. A importância do setor deve também ser analisada quanto à sua capacidade de agregação de valor pela verticalização. Comparativamente ao minério de ferro que domina a pauta de exportações, os Minerais Industriais são comercializados predominantemente no mercado interno e lideram entre os negócios de verticalização imediata.

Abaixo, são apresentados os principais complexos produtivos, os maiores consumidores de Minerais Industriais:

Construção Civil: Areia, cascalho, pedra britada, agregados alternativos, argamassas, cimento, rochas naturais de revestimento, mármore e granito, quartzitos, ardósia, entre outros.

Cerâmicas e Vidrarias: Matérias-primas minerais diversas para cerâmica vermelha, cerâmica de revestimento, louças sanitárias, cerâmica artística, branca e de hotelaria, cerâmica técnica, indústria de vidros, refratários.

Fertilizantes e Alimentação Animal: Insumos minerais macronutrientes à base de potássio, fósforo e nitrogênio, condicionadores diversos, cal e calcário, insumos minerais micronutrientes e aditivos diversos.

Siderurgia e Fundição: Matérias-primas diversas com grande participação de minerais importados pela logística privilegiada destes segmentos.

Tratamento de Efluentes: Um segmento emergente de aplicação de Minerais Industriais que, neste contexto, também são chamados de minerais verdes.

Indústria Química: Os Minerais Industriais do grupo químico são utilizados aqui como precursores e dopantes na síntese de diversos compostos ou como aditivos de processo.

Celulose, Papel, Tintas, Plásticos, Borracha, Adesivos e Selantes: Este é o universo de aplicação dos minerais funcionais, cargas e extensores minerais.

Potencial e Desenvolvimento

A vitalidade dos segmentos industriais listados no parágrafo anterior e a crescente competitividade e atratividade de pólos de base mineral já consolidados em algumas regiões evidenciam o potencial de crescimento dos Minerais Industriais no País.

As grandes oportunidades que se acumularam nas últimas décadas e que vinham aguardando investidores estarão, definitivamente, sendo exploradas nesta década. O Brasil tem um número muito grande de depósitos de Minerais Industriais

inexplorados, lavrados ou industrializados com pouca agregação de tecnologia. Atrasos tecnológicos para a sua industrialização e aplicação ampliaram-se nas décadas passadas. Negócios muito atraentes com estes minerais são agora acessíveis a pequenos e médios investimentos. O crescimento modulado, viável para muitos minerais, é conveniente para o período atual de carência de capital, de incertezas e ciclos curtos da economia brasileira. Oportunidades para novos negócios estão concentradas em crescimentos segmentados da demanda, desenvolvimento de novas aplicações, inovações tecnológicas, avanços na logística de transporte, regionalização da demanda e fornecimento e exportação. Os mineradores que não se adaptarem ao perfil de maior conteúdo tecnológico e focado em desempenho da demanda estarão definitivamente marginalizados.

É proposta a emergência de um Novo Ciclo da Mineração Brasileira, ancorado na exploração dos Minerais Industriais que estarão alavancando uma nova fase de expansão da mineração. Os anos 90 criaram as bases para este novo momento que se antecipa estar emergindo nesta primeira década de 2000.

O I Simpósio Brasileiro de Minerais Industriais, realizado em São Lourenço (Ciminelli, 1992), em parceria com a revista *Industrial Minerals* (www.mineralnet.co.uk), inaugurou a série de eventos sobre o tema e contribuiu para o crescimento do interesse pelos Minerais Industriais. Desde então, o Brasil passou a ser tema anual na *Industrial Minerals*. A Associação Brasileira de Cerâmica (www.abceram.org.br) passou a realizar desde 1993 eventos dedicados a temas específicos sobre os minerais cerâmicos e demais Minerais Industriais. Encontros Anuais de Mineradores e Consumidores passaram a fazer parte da agenda anual da Associação. Os Congressos de Geologia ao longo da década de 90 promoveram diversas sessões especiais, *workshops*, painéis e mesas-redondas que buscavam estimular a atenção para este segmento de não-metálicos.

Em 1994, pela primeira vez, o Ministério de Minas e Energia, por meio do Plano Plurianual para o Desenvolvimento da Indústria Mineral Brasileira – edição 1994, particularizou ações para os Minerais Industriais, diante da perspectiva de falta de matéria-prima para atender à demanda crescente da indústria nacional.

Ciminelli (1997) lançou a tese de que 90 seria a década dos Minerais Industriais no Brasil. As empresas voltaram a se capitalizar e vários segmentos de produção de Minerais Industriais se qualificaram para projetos de reinvestimento ou diversificação, dentro das exigências de risco e retorno típicas de um período de grandes incertezas econômicas para o País. A tese persiste, o setor expandiu-se, mas não às taxas esperadas. É provável que se tenha adiado uma vez mais o *boom* dos Minerais Industriais no Brasil.

As oportunidades segmentadas por mineral ou aplicação industrial admitem investimentos de pequeno a grande porte,

em que são favorecidos os grupos mais bem equipados técnica e mercadologicamente. Destaca-se a possibilidade de fuga ao conceito de “commodities” e a alta lucratividade de certos segmentos de Minerais Industriais. Empresas americanas e européias de minerais metálicos reconheceram estas oportunidades e realizaram grandes investimentos na diversificação de suas atividades. Exemplos são a Anglo American, Rio Tinto e Imeris.

O Brasil tem reservas suficientes de Minerais Industriais, mas carece de planos mais estruturados de pesquisa, definidos a partir de levantamento das reais necessidades da indústria nacional. É imprescindível que já na cubagem sejam caracterizados todos os parâmetros tecnológicos necessários para a previsão das possibilidades de tratamento e aplicação industrial. Os sistemas de fomento disponíveis ainda não encontraram mecanismos para estimular a pesquisa geológica nas áreas de lavra.

A edição de agosto de 2001 da revista *Industrial Minerals* publica por Crossley (2001) o artigo “The real deal – Brazil’s industrial minerals: market & supply”. A manchete do artigo evidencia o otimismo internacional para os nossos Minerais Industriais:

New economic stability and prosperity in South America’s biggest country is bringing foreign and domestic recognition and investment for Brazil’s industrial minerals. For decades Brazil has been renowned for its world-class graphite, bauxite, kaolin and asbestos deposits, and now with the expansion and modernization of the consuming industries – particularly those linked to the construction sector – Brazil is opening

its doors wider to those who can precipitate growth in the supply of mineral raw materials.

O volume das exportações brasileiras de Minerais Industriais é pequeno – não representa mais que 2% do total das exportações mundiais de Minerais Industriais destinadas ao Japão, EUA e Europa (superior a 100 milhões de toneladas/ano). O valor total das exportações brasileiras de Minerais Industriais alcançou em 2000, segundo o Anuário Mineral Brasileiro, U\$ 1,5 bilhão FOB (*Free on board* – Mercadoria livre a bordo). A participação dos líderes da pauta de exportação é mostrada na Fig. IX.4. Tanto os minerais líderes da pauta de exportação quanto os outros apresentados na Tab. IX.4 têm grande potencial de crescimento nos seus volumes exportados.

A existência de mercado para nossos Minerais Industriais no exterior é uma realidade, embora se deva estar atento às modificações decorrentes da consolidação dos blocos econômicos, da evolução das exportações chinesas, do crescente protecionismo comercial, da introdução de novas tecnologias de produção industrial e da crescente preocupação com doenças ocupacionais e com o controle ambiental relacionados com os Minerais Industriais.

A Fig. IX.5, complementada pela Tab. IX.4, apresenta os Minerais Industriais mais importantes da pauta de importações no Brasil. Em todos os minerais há condições de substituir uma fração importante das importações mediante a agregação de tecnologia e a implementação de avanços logísticos.

O Brasil atingiu uma escala de produção importante e um estágio de maturidade que viabiliza uma nova fase de expansão

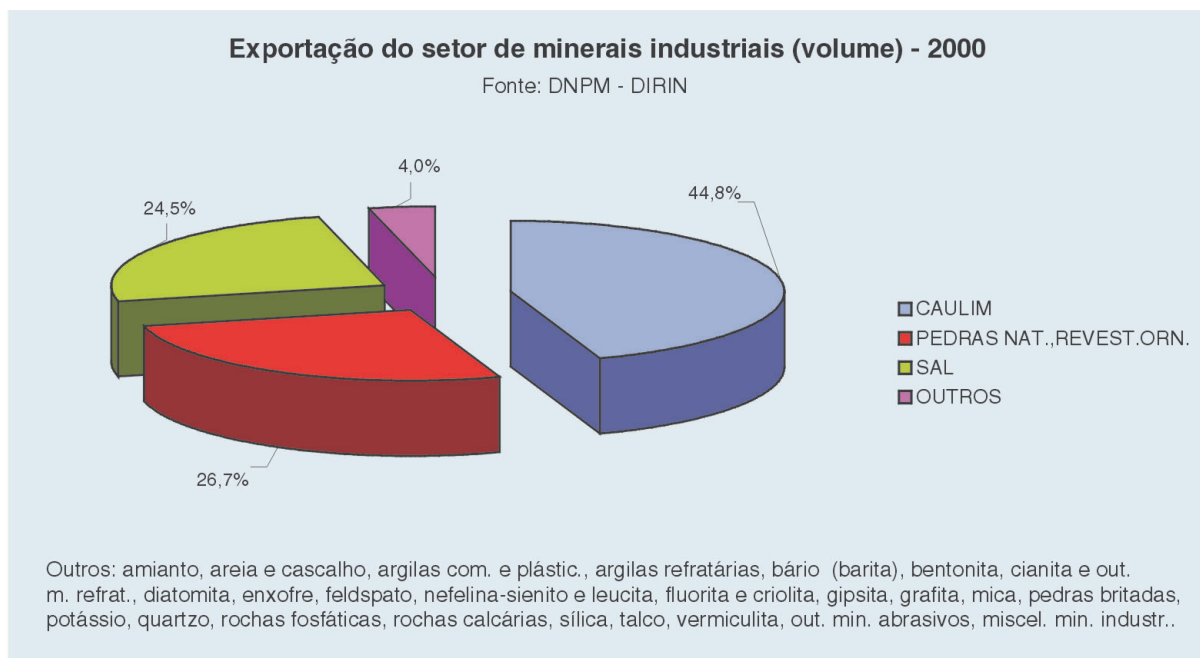


Figura IX.4 – Exportação do setor de Minerais Industriais

Figure IX.4 – Exports of Industrial Minerals

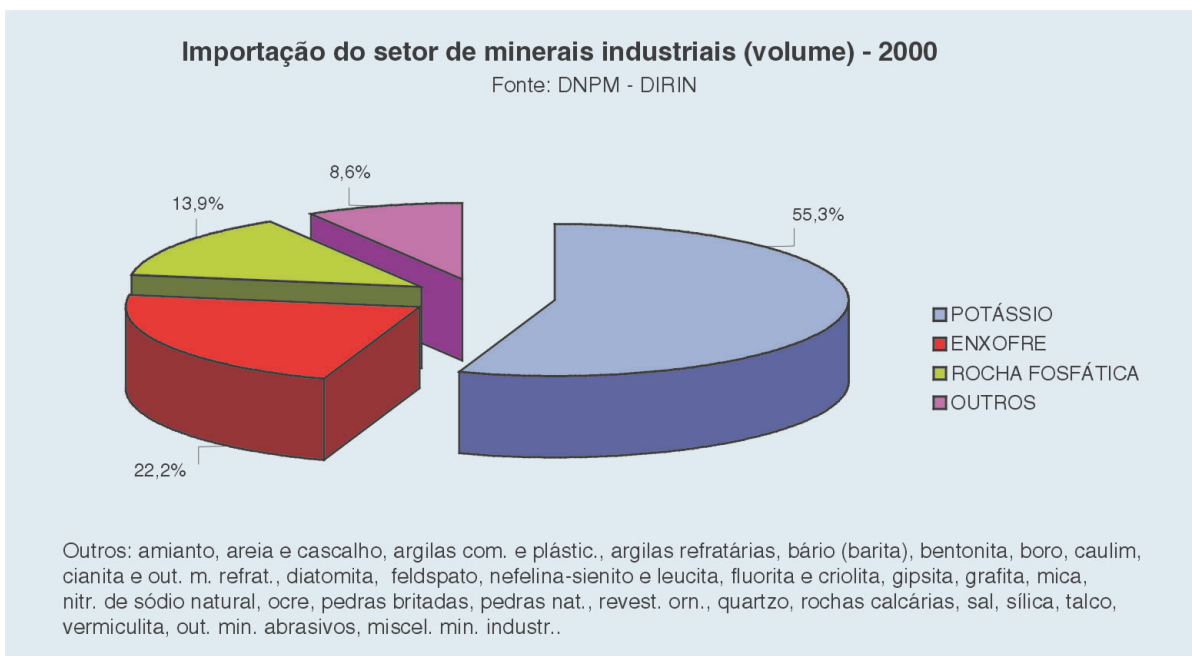


Figura IX.5 – Importação do setor de Minerais Industriais

Figure IX.5 – Imports of Industrial Minerals

e modernização. A abertura da economia brasileira aliada aos movimentos mundiais de globalização dos mercados são fatores importantes para o desenvolvimento do segmento no Brasil. O crescimento e a valorização da produção destes minerais serão liderados pelos mineradores mais capacitados para o desenvolvimento de vantagens competitivas com base em custo, qualidade, diferenciação de produtos e serviços.

Rochas ornamentais é um dos setores com maiores perspectivas de crescimento no comércio exterior. Segundo Chiodi (2002), a produção mundial de rochas ornamentais e de revestimento atingiu o patamar de 60 milhões de toneladas no ano 2000. Prevê-se que em 2025 a produção mundial atingirá 320 milhões de toneladas/ano, multiplicando-se por oito as atuais transações internacionais, estimadas em 23

milhões t/ano. O Brasil é um dos grandes produtores e exportadores mundiais. Sua produção totaliza 5,2 milhões t/ano, abrangendo 500 variedades comerciais derivadas de 1.300 frentes ativas de lavra. Estima-se a existência de 10.000 empresas do setor atuantes no Brasil, responsáveis por 105.000 empregos diretos. As transações comerciais no mercado interno e no externo movimentam mais de US\$ 2 bilhões/ano. As exportações brasileiras de 2001 atingiram US\$ 279,6 milhões, correspondentes a 1,1 milhão de toneladas. Mantendo-se o crescimento de 12% ao ano, compatível com a média dos últimos 5 anos, projetam-se patamares de exportação de US\$ 500 milhões em 2006.

No curto prazo, para uma maior competitividade ante a China e a Índia – nossos principais competidores no mercado

Tabela IX.4 Oportunidades na exportação/importação de outros minerais
Table IX.4 Export/import opportunities for other minerals

| Outros minerais da pauta de importações com grande potencial de substituição por produtos brasileiros | Outros minerais da pauta de exportações com grande potencial de crescimento |
|---|---|
| Diatomita Feldspato Gipsita Talco Argilas cerâmicas e refratárias Caulim Calcinado | Argilas Refratárias Grafita Mica Quartzo Vermiculita Gipsita Sais de Bário Diatomita |

internacional –, enfatiza-se a necessidade de adequação das linhas de crédito e uma ampla reformulação das bases tributárias. O setor de rochas ornamentais e de revestimento é constituído por pequenas e médias empresas, que no momento não têm acesso a linhas de crédito específicas e têm suas atividades prejudicadas pelos impostos e taxas vigentes.

A curto e médio prazo, aponta-se como relevantes a modernização das marmorarias, como base para o fortalecimento do mercado interno e exportação de produtos acabados e serviços; a capacitação tecnológica da indústria brasileira de máquinas e equipamentos, visando à sua adequação qualitativa e quantitativa para o atendimento do mercado interno e do externo; e a qualificação dos insumos e materiais de consumo do beneficiamento para otimização da serragem e polimento de chapas e lajotas.

O desenvolvimento do setor depende da articulação dos arranjos produtivos locais (*clusters*) por meio da caracterização do perfil do mercado consumidor, da formulação de bases para criação de cooperativas de produtores/beneficiadores, da montagem de consórcios de exportação, da composição de centrais de matérias-primas e centrais de beneficiamento e da capacitação de centros de pesquisa para estudos de aproveitamento industrial de resíduos, caracterização tecnológica e diversificação de produtos comerciais, certificação de origem das rochas e aprimoramento de insumos.

Levantamentos efetuados para o setor no Estado de Minas Gerais evidenciaram grande capacidade de geração de emprego e renda, bem como caracterizaram as rochas ornamentais e de revestimento como um vetor efetivo de interiorização do desenvolvimento. Estimou-se ser de US\$ 12 a 13 mil o custo médio para geração de um emprego no setor. Estudos recentes do Banco Mundial mostram que a cada US\$ 1 bilhão exportado, independentemente do setor de atividade envolvido, gera-se de 50 a 70 mil empregos diretos. Considerando-se a projeção de 12% de incremento anual das exportações do setor de rochas, pode-se, assim, estimar a geração de no mínimo 15 a 22 mil empregos pelo setor até o ano 2006. Em outras simulações, que prevêem crescimento mais acentuado e possível participação de rochas processadas nas exportações, o setor poderá gerar até 45 mil empregos no mesmo período.

A Arrancada dos Minerais Industriais

O ritmo de crescimento do final da década de 90 – início dos anos 2000 –, para o segmento dos Minerais Industriais, ainda é considerado tímido comparativamente à expectativa criada pelo potencial de novos negócios e pelas perspectivas de crescimento e transformação da demanda. Porém, as bases para a arrancada deste segmento estão instaladas, e vários acontecimentos empresariais em anos recentes sinalizam a

dinâmica e a maturidade dos negócios com Minerais Industriais e atestam que as transformações em direção a um novo patamar de negócios estão em fase de consolidação.

Abaixo, são apresentados alguns macroindicativos da dinâmica deste segmento que serão trabalhados nos próximos parágrafos para caracterizar um panorama atual muito favorável a uma arrancada dos negócios com Minerais Industriais no Brasil.

- Tecnologia de Produto e *Marketing* – Minerações adotam perfil empresarial mais competitivo voltado para tecnologia de produtos e para *marketing* mais competitivo e diferenciado;
- Acontecimentos empresariais importantes: aquisições, expansões, diversificações;
- Recursos humanos e infra-estrutura para inovação;
- Inovações nos programas de fomento governamental para a mineração;
- Foco na pequena empresa.

O segmento de Minerais Industriais pode ser avaliado como um nicho de oportunidades de investimento em mineração. A categoria é constituída de diversas espécies minerais, que geram múltiplos produtos destinados a funções industriais diferentes, com características físicas, químicas e de desempenho específicas, serviços complementares adequados a cada cliente/segmento, que, por sua vez, permitirão ao empresário explorar possibilidades de agregação de valor e diferenciação de seu produto no mercado. A capacidade de agregação de valor e de diferenciação dos produtos minerais será determinada pela capacitação tecnológica da empresa. A competência das empresas de Minerais Industriais para comercializar seus produtos plenamente caracterizados quanto a suas propriedades, seu desempenho, sua embalagem e seus serviços complementares se traduz em competitividade com o crescimento do comércio eletrônico entre empresas.

Tecnologia de Produtos e *Marketing*

Da Tab. IX.5 à Tab. IX.7, é apresentada uma proposta de perfil de sucesso para empresas de Minerais Industriais, elaborado pela empresa *Kline Co.* americana e apresentado por Eckert (1985). Várias empresas brasileiras já estão adotando este modelo. O setor de cargas minerais é um dos mais sensíveis aos atributos propostos como requisitos para o sucesso do negócio. Produtores brasileiros de talco, agalmatolito, caulim e carbonato de cálcio já seguem este modelo empresarial.

A expressão Minerais Industriais tem mérito estratégico-mercadológico, pois posiciona as empresas e os gestores de negócios com Minerais Industriais relativamente aos segmentos industriais de aplicação dos produtos minerais. Neste contexto, a denominação Produto Mineral fortalece-se ante a cultura tradicional da mineração de referência restrita à Espécie Mineral. Vários nichos de mercado pouco conhecidos ou

ausentes da literatura podem existir para cada um dos sistemas minerais/segmentos citados. O sucesso dos negócios com os Minerais Industriais vai depender, em grande parte, do grau de intimidade dos produtores com o mercado. Conhecer as peculiaridades desta categoria, diferenciando-a dos metálicos que representam a cultura mineral predominante no País, e contemplar as escalas mais adequadas para cada mineral não-metálico são requisitos para a viabilização dos empreendimentos neste setor. O foco no mercado deve estar presente em todas as fases da produção dos Minerais Industriais, desde o início dos trabalhos geológicos em um novo depósito mineral. O fornecedor de Minerais Industriais conta com um recurso incomum para a valorização de seus negócios pela maior agregação de valor e a ampliação de sua competitividade pela diferenciação. Preços podem variar 1.000% ou mais entre produtos derivados de um mesmo concentrado ou precursor mineral uma vez maximizados os parâmetros convencionais de competitividade atrelados a custos, por meio da gestão de processos, operações, logística e controle ambiental das *commodities*, sejam metálicas ou não-metálicas. No caso dos Minerais Industriais, pode-se ampliar a competitividade pela diferenciação dos produtos pela agregação de parâmetros técnicos, de desempenho e serviços. À medida que o mineral evolui do conceito primário de insumos ou matérias-primas para o conceito de materiais, aditivos, auxiliares de processo,

absorventes, nutrientes, serviços de aplicação ou desempenhos garantidos, ampliam-se as conquistas de valor e os ganhos de competitividade por diferenciação e *marketing*.

A capacitação tecnológica das empresas torna-se um atributo determinante da capacidade de agregação de valor e diferenciação de produtos. Em algumas categorias, como nas Cargas Minerais, a competitividade das empresas depende de perfis empresariais e negócios específicos (referidos da Tab. IX.5 à Tab. IX.7), em que padrões de capacitação tecnológica de classe mundial são requisitos. O desenvolvimento pelas empresas brasileiras do nível demandado de capacitação tecnológica é um desafio difícil de ser suplantado diante das restrições de natureza gerencial, cultural e financeira nas empresas. Há também restrições de natureza conjuntural pela fraca infra-estrutura tecno-científica provida pelo País. A compra de tecnologias na forma de pacotes ou de equipamentos supostamente atualizados é uma solução parcial e arriscada.

Ampliando a análise do segmento de Cargas Minerais, o mercado brasileiro está de 10 a 20 anos atrasado em relação ao mercado americano, no que se refere a tecnologias de produto e de aplicação e à capacidade e habilidade para diferenciação e agregação de valor a produtos e serviços. Na análise deste segmento, adotar os números, as práticas e os padrões empresariais, gerenciais, operacionais, de qualidade e desempenho do mercado americano, como indicadores do

Tabela IX.5 Características de negócio de Minerais Industriais
Table IX.5 Characteristics of the Industrial Minerals market

| Características | Minerais Químicos | | | Minerais Físicos | | |
|--------------------------|-------------------|---------------|----------|---------------------|------------|------------------|
| | Ind. Química | Fertilizantes | Cerâmica | Extensores e Cargas | Estrutural | Auxílio Processo |
| Ciclicidade | ● | ● | ● | ○ | ● | ⊕ |
| Tamanho empresa | ● | ● | ⊕ | ○ | ○ | ○ |
| No. Consumidores | ⊕ | ● | ● | ● | ● | ⊕ |
| Produção | ● | ● | ● | ○ | ○ | ⊕ |
| Suporte técnico | ○ | ○ | ○ | ● | ○ | ⊕ |
| Intensidade de capital | ● | ● | ○ | ⊕ | ○ | ⊕ |
| P&D | ○ | ○ | ○ | ⊕ | ○ | ○ |
| Intensidade de Marketing | ○ | ⊕ | ○ | ● | ○ | ⊕ |

Legenda: ● Alto/Grande ⊕ Moderado ○ Baixo/Pequeno

Tabela IX.6 Características de *marketing* em Minerais Industriais
Table IX.6 Marketing characteristics of the Industrial Minerals

| Habilidade | Minerais Químicos | | | Minerais Físicos | | |
|---------------------------|-------------------|---------------|----------|---------------------|------------|------------------|
| | Ind. Química | Fertilizantes | Cerâmica | Extensores e Cargas | Estrutural | Auxílio Processo |
| Engenharia de Minas | ● | ● | ○ | ○ | ○ | ○ |
| Engenharia de Processos | ○ | ○ | ○ | ● | ○ | ○ |
| <i>Know-How</i> uso final | | ● | ○ | ● | | ● |
| Inovação do produto | | ○ | ○ | ● | ○ | ○ |
| Suporte técnico | | ○ | ○ | ● | | ● |
| Vendas / <i>Marketing</i> | ○ | ○ | ○ | ● | ○ | ● |
| Transporte | ● | ● | ○ | ○ | ○ | ○ |
| Estocagem | ● | ● | ○ | ○ | | ○ |

Legenda: ● Alto/Grande ○ Baixo/Pequeno

Tabela IX.7 Habilidades requeridas para o negócio de Minerais Industriais
Table IX.7 Required skills for business in Industrial Minerals

| Características | Minerais Químicos | | | Minerais Físicos | | |
|------------------------------|-------------------|---------------|----------|---------------------|------------|------------------|
| | Ind. Química | Fertilizantes | Cerâmica | Extensores e Cargas | Estrutural | Auxílio Processo |
| Número de tipos | ○ | ○ | ○ | ● | ⊕ | ● |
| Grau de diferenciação | ○ | ○ | ○ | ● | ○ | ● |
| Importância do preço | ● | ● | ● | ○ | ● | ○ |
| Vendas internacionais | ● | ● | ⊕ | ⊕ | ○ | ⊕ |
| Vendas Varejo (distribuição) | ○ | ○ | ⊕ | ⊕ | ○ | ○ |
| Vendas Diretas (contrato) | ● | ○ | ○ | ⊕ | ○ | ⊕ |
| Sofisticação do Consumidor | ● | ● | ● | ○ | ○ | ⊕ |

Legenda: ● Alto/Muito ⊕ Moderado ○ Baixo/Pequeno

potencial de crescimento e das oportunidades do mercado brasileiro para as cargas minerais, é uma iniciativa plenamente aceitável. Cargas e extensores minerais constituem uma das categorias mais especializadas dos Minerais Industriais. Diferentemente dos minerais químicos, minerais fertilizantes ou estruturais, as cargas e os extensores minerais são especialidades de fato, comercializados em volumes relativamente pequenos, de alto valor agregado, para um grande número de consumidores. Na década de 80, nos Estados Unidos, embora representando apenas 0,3% do volume total de produção de Minerais Industriais, as cargas minerais participaram com 5% do valor total das vendas, em US\$, o que ilustra seu alto valor por tonelada.

As oportunidades e as rentabilidades muito atrativas do segmento cargas minerais só podem ser exploradas, porém, por companhias que desenvolvam uma cultura específica. Os negócios com as cargas minerais são caracterizados pela forte exigência de serviços técnicos e pelos custos de pesquisa e desenvolvimento acima do convencional. Tecnologias de processamento mineral eficientes são importantes, como também o aprimoramento do desempenho e a modificação dos produtos por meio de moagem ultrafina, calcinação ou tratamento superficial – combinada com a valorização de seu desempenho funcional, alcançado em laboratórios especializados com recursos humanos altamente qualificados – são cruciais para a satisfação das demandas específicas dos consumidores. Várias empresas de *commodities* minerais aventuraram-se neste segmento de cargas, reconhecendo sua característica de negócios não-cíclicos e a rentabilidade muito atraente, mas fracassaram por não entenderem as peculiaridades e a diversidade dos negócios com Minerais Industriais.

A capacitação tecnológica das empresas de Minerais Industriais aplicada na caracterização precisa dos produtos minerais fortalece-se como fator de competitividade à medida que cresce a prática do comércio eletrônico entre empresas, o B2B, que, por sua vez, demandará uma formalidade contratual e informativa pouco praticada no mercado atual. As empresas brasileiras não estão capacitadas para a nova linguagem técnica que será demandada das empresas de Minerais Industriais nas negociações eletrônicas.

Acontecimentos Empresariais Importantes

Vários acontecimentos empresariais recentes comprovam a grande dinâmica que hoje caracteriza o segmento de Minerais Industriais e fortalecem o entendimento de que a fase de arrancada dos negócios com Minerais Industriais é uma realidade no Brasil. Movimentos empresariais na área de Minerais Industriais passaram a ser uma constante e diversos exemplos podem ser citados, entre eles:

- A empresa Companhia Vale do Rio Doce – CVRD consolida

sua opção pela mineração e cria uma Diretoria de Minerais Industriais;

- A CVRD lidera o controle acionário da Caulim da Amazônia – CADAM e Pará Pigmentos S.A. – PPSA e projeta novas expansões na produção de caulim de alto brilho e caulim delaminado para aumentar sua participação no mercado internacional de “*coating*” para papel;
- O grupo belga-canadense Imeris adquire a Quimbarra e consolida no Brasil as operações de caulim e carbonato de cálcio precipitado e natural;
- As grandes indústrias de tintas arquitetônicas consagram o fornecimento de cargas minerais em *slurry*;
- A empresa Caulim do Nordeste amplia a produção de massas cerâmicas para fornecimento às indústrias de louças sanitárias;
- A empresa Lamil de Minas Gerais abre seu primeiro *pit* subterrâneo para a lavra de agalmatolito e consolida sua linha de produtos especiais;
- O Centro Cerâmico Brasileiro inaugura seu laboratório no pólo de piso de revestimento em Santa Gertrudes; e
- Ferrovias são privatizadas e a CVRD tem o controle da maior malha ferroviária na América do Sul.

Foco na Pequena Empresa

O segmento de Minerais Industriais é formado por um grande número de espécies e grupos minerais, predominantemente não-metálicos. No Brasil, onde as escalas de demanda são mais reduzidas do que nos países mais desenvolvidos, uma parcela muito significativa do segmento dos Minerais Industriais é dominada pelos empreendimentos de pequeno e médio porte. Empresários e governo federal e governos estaduais e municipais desenvolveram o entendimento de que, contemplando estes portes menores de operação, ampliam-se as perspectivas de crescimento da mineração brasileira e as oportunidades de investimento. Os pequenos negócios podem ser vistos como sementes para um Novo Ciclo de Expansão da Mineração Brasileira.

Na Tab. IX.8, é apresentado um levantamento da distribuição de escalas da mineração brasileira, onde se evidencia o predomínio das pequenas e médias operações.

Na Tab. IX.9, são distribuídos os minerais produzidos no Brasil quanto ao porte das operações das empresas líderes. As pequenas operações, predominantemente, estão direcionadas para o mercado interno.

O segmento dos Minerais Industriais, portanto, é um nicho de oportunidades para novos negócios e para projetos de expansão e valorização das operações existentes à medida que se admitirem módulos em que R\$ 5–10 milhões de faturamento anual são grandezas atraentes, fugindo do paradigma de que só a tradicional grande empresa é objeto de desejo dos investidores em mineração.

Tabela IX.8 Classificação das minas brasileiras
 Table IX.8 Classification of brazilian mines

| | A | B | C | D | TOTAL |
|---------------|----|----|-----|-----|-------|
| Não Metálicos | 3 | 42 | 178 | 606 | 829 |
| Total | 24 | 99 | 256 | 722 | 1101 |

A – Grande Porte ROM 3.000.000 t/ano
 B – Médio Porte N.1 ROM 500.000 – 3.000.000 t/ano
 C – Médio Porte N.2 ROM 100.000 – 500.000 t/ano
 D – Pequeno Porte ROM 10.000 – 100.000 t/ano
 ROM – Run of mine

Tabela IX.9 Distribuição dos minerais brasileiros quanto ao porte das operações das empresas líderes
 Table IX.9 Brazilian minerals according to the size of main companies

| EMPRESAS LÍDERES DE GRANDE PORTE | EMPRESAS LÍDERES DE MÉDIO PORTE | EMPRESAS LÍDERES DE PEQUENO PORTE |
|----------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|
| Magnetita | Agalmatolito | Barita |
| Caulim "Coating" | Caulim Primário | Diatomita |
| Agregados | Amianto | Talco Branco |
| Cimento | Ardósia | Mica |
| Areia Industrial | Rochas Ornamentais | Vermiculita |
| Calcáreo/cal | Matérias-Primas Cerâmicas | Grafita |
| Potássio | Feldspato | |
| Rocha Fosfática | Bentonita | |
| | Filito | |
| | Gesso | |

Inovações nos Programas de Fomento Governamental para a Mineração

Os órgãos governamentais de fomento sempre olharam a mineração com uma visão clássica – foco em grandes negócios; prioridades para minerais destinados à exportação, metálicos ou algumas *commodities* verticalizáveis como fertilizantes e cimento. Entendiam a pequena mineração como garimpo ou não-organizada, priorizando a pesquisa geológica territorial com foco em conhecimento e não em oportunidades.

Vivemos um novo paradigma no estímulo dos negócios de mineração. Os organismos de fomento entendem que um novo ciclo de crescimento da mineração vai depender também da pequena e média empresa como ocorre com outros segmentos industriais.

O Governo de Minas Gerais, em seu Programa Rede Estadual das Tecnologias dos Minerais, prioriza os Minerais Industriais e as pequenas e médias empresas. O Fundo Mineral segue a mesma opção. O Ministério de Ciências e Tecnologia tem uma linha especial que prioriza arranjos produtivos locais. Os Distritos Mineiros de grande potencial e os *clusters* de pequenas empresas de mineração são os grandes alvos. Regiões e segmentos que já estão sendo trabalhados com esta nova metodologia são o Pólo do Gesso em Pernambuco, Mármore e Granito no Espírito Santo, Gemas e Jóias do Norte/Nordeste de Minas Gerais.

O foco no fomento e apoio à pequena empresa significará a grande arrancada da mineração, que carece de financiamentos para apoiar a expansão do conhecimento geológico nas áreas

de lavra, e de uma cultura mais avançada dos órgãos governamentais que desenvolva soluções e acordos para questões ambientais.

Recursos Humanos e Infra-estrutura para Inovação

Uma das mudanças no cenário da mineração nacional tem sido a consolidação e a reorientação de vários grupos acadêmicos e de pesquisa de universidades para atenderem à demanda de capacitação e pesquisa de Minerais Industriais, tanto por parte das minerações diretamente quanto, para dar apoio aos programas governamentais de fomento (que passam a contemplar os Minerais Industriais), por parte das pequenas minerações mais carentes de tecnologia e recursos e dos distritos mineiros e *clusters* minerais pouco desenvolvidos, mas de grande potencial de crescimento.

Os principais centros de P&D e ensino com atuação em Minerais Industriais são relacionados na Tab. IX.10. Em seguida, são apresentados alguns exemplos de trabalhos e propostas de vanguarda que merecem destaque pelo seu grande impacto sobre segmentos, grupos, *clusters* e arranjos produtivos de base mineral.

O redirecionamento destas instituições de ensino e pesquisa para Minerais Industriais cria um ambiente de conhecimentos e desenvolvimentos acadêmicos, científicos e empresariais adequado para o desenvolvimento de programas de capacitação de profissionais para a gestão dos negócios com não-metálicos.

Tabela IX.10 Centros de Pesquisa & Desenvolvimento e Ensino
 Table IX.10 Research & Development and Education Centers

| INSTITUIÇÕES DE P&D E ENSINO | MINERAIS FOCO |
|---------------------------------------|--|
| UNESP | Argilas Cerâmicas, Areia Industrial, Rochas Ornamentais, Agregados |
| IPT (Projetos de Inovação e Extensão) | Matérias-Primas Cerâmicas, Cargas Minerais, Descorantes e Sorventes, Resíduos Industriais/Mineração, Minerais de Uso Ambiental, Agregados Pétreos e Rochas Ornamentais, Agrominerais |
| UFMG (DEGEO, DEMIN, DEMET) | Minerais de Pegmatito, Rochas Ornamentais, Cromita, Minerais Adsorventes |
| UFPE | Minerais de Pegmatito, minerais industriais regionais |
| SENAI – SUL | Minerais Cerâmicos, Talco, Feldspatos |
| UFPB | Bentonita, Rochas Ornamentais, Vermiculita |
| CETEM | Rochas Ornamentais, Minerais industriais Diversos |
| USP – LAPOL | Projetos de Lavra para Rochas Ornamentais |
| UFOP | Cantaria, Pegmatitos, Argilas, Rochas Ornamentais |
| CETEC | Ardósia, Planta Piloto para Concentração de Minerais Industriais |

A) RETEQ-ROCHAS – www.cetem.org.br

A Reteq-Rochas é uma rede nacional que visa a articular iniciativas e ações tecnológicas para o setor produtivo de rochas ornamentais brasileiro. Idealizada e criada por meio de um Fórum Nacional, realizado no Centro de Tecnologia Mineral – CETEM/MCT, no dia 7 de outubro de 1999, a Rede desenvolve as seguintes linhas temáticas:

- Estudos e Pesquisas Temáticas;
- Projetos Específicos;
- Informação e Divulgação; e
- Articulação de redes regionais.

B) “Exploração de corpos pegmatíticos portadores de minerais-gema: uma abordagem inovadora”.

Projeto Âncora do Arranjo Produtivo Gemas e Jóias do Norte-Nordeste Mineiro. Instituição-Líder: UFMG – Grupo de Pesquisa: UFOP, CETEC, CETEM, UFRJ

Este projeto de pesquisa em desenvolvimento na região do Vale do Jequitinhonha – Vale do Mucuri em Minas Gerais – tem como objetivo a inserção de tecnologias na mineração de pegmatitos, visando à produção de gemas e outros bens minerais associados a estas nos corpos pegmatíticos. Duas áreas-alvo foram escolhidas para o desenvolvimento do projeto, devido à sua importância econômica e social: Conselheiro Pena e Araçuaí, no nordeste do Estado de Minas Gerais. O projeto apresenta uma abordagem integrada das três áreas básicas do processo produtivo da mineração, quais sejam: geologia, lavra e beneficiamento de minérios.

A relevância e a justificativa do tema proposto baseia-se na necessidade de expansão e maior qualificação do setor de confecção de jóias no Estado de Minas Gerais que se vem deparando com o problema da irregularidade da produção de gemas. Conforme dados de 1998 do Instituto Brasileiro de

Gemas e Pedras Preciosas – IBGM, o mercado mundial de gemas é da ordem de US\$ 900 milhões. O Brasil participa desse mercado com US\$ 90 milhões, sendo que Minas Gerais é responsável por 15% da produção nacional.

Considerada a maior província de gemas do mundo, Minas Gerais tem condições de aumentar a sua participação na produção nacional e mundial. Entretanto, faz-se importante considerar a produção de gemas não para a sua exportação em forma bruta, mas para atender ao setor joalheiro, que irá agregar valor a esses bens minerais.

Na área de exportações de jóias, o Estado de Minas Gerais contribui com apenas 0,07% do montante de recursos movimentados mundialmente. Mudar esse quadro significa otimizar a produção de gemas no Estado de Minas Gerais, o que só poderá ser alcançado diante de um adequado planejamento estratégico para o setor, com o uso de tecnologias adequadas.

Com carência de uso de recursos tecnológicos modernos, a extração de gemas vem-se constituindo como uma atividade de grande impacto ambiental e baixas produtividade e qualidade. Diante deste quadro e de um maior rigor das leis ambientais, vários dos pequenos produtores e garimpeiros vêm paralisando as suas operações, com impactos diretos no setor joalheiro.

A partir do entendimento de que os corpos pegmatíticos não são portadores apenas de gemas mas, também, de outros minerais passíveis de comercialização é que se pode otimizar a produção de gemas no Estado de Minas Gerais.

A otimização dos processos de lavra e beneficiamento de minérios passa, necessariamente, pelo conhecimento dos aspectos geométricos, morfológicos, mineralógicos e de zoneamento de corpos pegmatíticos.

Há um consenso no meio geológico de que os pegmatíticos

portadores de minerais-gema têm grande complexidade geológica. O caráter errático da sua mineralização, a irregularidade geométrica e o alto grau de dispersão destes corpos são exemplos da sua complexidade. Não há parâmetros bem estabelecidos que dêem suporte a prospecção, pesquisa, lavra e beneficiamento dessas rochas e como consequência:

- i) a sua prospecção caracteriza-se como um investimento de alto risco, conduzida apenas em corpos aflorantes, normalmente por garimpeiros; e
- ii) a pesquisa é, em geral, suficiente apenas para os propósitos imediatos da produção de gemas.

Pretende-se, com os estudos das áreas selecionadas como piloto para o projeto, desenvolver e estabelecer parâmetros geométricos, mineralógicos e estruturais que possam contribuir para:

- a) aumentar o nível do conhecimento científico sobre os corpos pegmatíticos;
- b) diminuir os riscos da prospecção de pegmatitos;
- c) subsidiar os trabalhos de lavra e beneficiamento; e
- d) contribuir para estabelecer uma visão sistêmica dos pegmatitos.

Por uma deficiência inerente aos métodos de pesquisa mineral empregados, torna-se difícil o planejamento de lavra dos pegmatitos, fazendo que a lavra se constitua numa operação econômica de alto risco.

A escolha do método de lavra entre céu aberto, subterrâneo ou misto é feita com base no volume da cobertura do corpo mineralizado, no valor econômico dos minerais e nos custos operacionais, próprios de cada método de lavra. Como, usualmente, esses dados não são bem quantificados, tendo em vista as deficiências na pesquisa mineral de corpos pegmatíticos, a opção entre um ou outro método é sempre difícil. Na prática, o que se observa é uma lavra mal conduzida, com a adoção de uma solução mista de lavra a céu aberto e lavra subterrânea, muitas vezes com baixo aproveitamento das mineralizações e geração de grandes impactos ambientais. Além disso, a lavra é focada em um único produto, não considerando outros minerais de alto valor agregado, tais como: feldspato, mica, cassiterita, columbita-tantalita, rutílo e outros.

Aos problemas da lavra podem-se somar outros, como aqueles oriundos de um inadequado desmonte de rocha. O uso de metodologias tradicionais, adotadas para outros tipos de mineralizações, tem levado muitas vezes à geração excessiva de finos, com consequente danificação de minerais-gema.

Destaque especial deve ser dado à total falta de segurança dos garimpeiros devido à má condução das lavras de pegmatito.

Os métodos de lavra mecanizada e semi-mecanizada até hoje desenvolvidos reúnem uma série de parâmetros bem estabelecidos, que podem ser adaptados às peculiaridades dos pegmatitos. A escolha do método de lavra a ser aplicado

está diretamente ligada às qualidades geomecânicas do maciço a ser explorado, assim como ao equacionamento da minimização dos danos causados às gemas pelo uso de explosivos no maciço rochoso e mineralizações associadas. Portanto, pretende-se estabelecer e sistematizar informações dos pegmatitos e, por meio disto:

- i) desenvolver uma classificação geomecânica dos pegmatitos com o objetivo de uma tentativa de padronizar metodologias de lavra;
- ii) minimizar a geração de finos e a preservação das gemas com o uso de metodologias alternativas de desmonte de rocha; e
- iii) propor novas metodologias de lavra, especialmente adaptadas às peculiaridades dos pegmatitos, que visem à produção de outros bens minerais associados aos minerais-gema.

Com o adequado planejamento e a adequada execução da lavra dos corpos pegmatíticos pretende-se:

- i) aumentar e regularizar a produção de minerais-gema;
- ii) minimizar os impactos ambientais hoje gerados; e
- iii) melhorar as condições de segurança do trabalhador.

Quase a totalidade dos pegmatitos em Minas Gerais é explotada visando à produção de minerais-gema, sem considerar outros minerais associados. São exemplos desses minerais o berilo, o feldspato, as micas (principalmente a vermiculita), a cassiterita, a columbita-tantalita e os minerais de lítio, entre outros. São raros os casos em que a exploração dos pegmatitos gera diversos subprodutos. Exceção é feita a algumas produções localizadas de feldspato. O resultado dessa visão pouco sistêmica em relação ao corpo mineral é a geração de enormes volumes de rejeitos, ricos em bens minerais com substancial valor agregado.

Ainda, a exploração dos pegmatitos visando apenas à produção de gemas não atrai para as regiões setores industriais potenciais usuários dos minerais associados às gemas, *e.g.*, a indústria cerâmica, grande consumidora de feldspato.

Ao se equacionar o beneficiamento dos diversos minerais associados aos minerais-gema nos pegmatitos pretende-se:

- i) diminuir o passivo ambiental gerado pelas atividades de exploração dos pegmatitos nas áreas-alvo do projeto, caracterizando e, posteriormente, concentrando minerais de valor econômico contido em grandes volumes de rejeitos;
- ii) não permitir que novos passivos ambientais sejam gerados a partir da adoção de uma visão sistêmica da lavra do pegmatito; e
- iii) potencializar a inserção de novos segmentos industriais nas regiões-alvo do projeto, a partir de uma produção otimizada e regular de minerais de valor econômico associados às gemas nos pegmatitos.

Além de analisar a concentração dos minerais presentes nos diversos pegmatitos de cada área-alvo do projeto, faz-se

necessário verificar a possibilidade técnica de se beneficiar esse conjunto de pegmatitos em uma única usina de beneficiamento.

A atividade garimpeira tem como características a não-fixação do homem em seu local de atuação e a irregularidade da produção mineral. Essas características prejudicam o desenvolvimento econômico das regiões-alvo de atividades garimpeiras, tanto do setor industrial, quanto do setor terciário. A falta de um vínculo empregatício e todos os benefícios que dele advêm, quando somados às dificuldades crescentes de se encontrar um veio que os “tornarão ricos”, tornam as perspectivas de melhoria da qualidade de vida dos garimpeiros e seus familiares extremamente pequenas.

Ao contrário do garimpo, a atividade de mineração propriamente dita:

- i) fixa o homem por um período mais longo na região em que ela se desenvolve;
- ii) permite o desenvolvimento dos segmentos industriais que absorvem a matéria-prima gerada pela sua atividade, devido à regularidade e qualidade da produção;
- iii) permite o desenvolvimento do setor de serviços não só pela presença do setor industrial como pela fixação do homem na comunidade local;
- iv) diminui os riscos de acidentes do trabalho, inerentes à atividade; e
- v) exige um melhor nível de escolaridade de seus funcionários, o que a curto e médio prazo reflete-se no aumento do nível de escolaridade de toda a população da região na qual ela se insere.

Para que melhorias substanciais sejam atingidas num futuro próximo será necessário, inicialmente:

- i) lidar com a realidade de aproveitamento de uma mão-de-obra existente, que é carente de conhecimentos técnicos, pouco organizada, mas que, também, tem muito a repassar de suas experiências;
- ii) reconhecer a competência empírica instalada na prospecção e exploração de gemas em corpos pegmatíticos e codificá-las em termos científicos e tecnológicos; e
- iii) envolver pesquisadores, produtores, órgãos e entidades municipais, estaduais e federais, no desenvolvimento de uma relação de confiança e respeito mútuo.

C) O Novo Paradigma da Indústria Cerâmica – Uma Matiz Cerâmica Monomineral. Projeto Argila Corumbataí do Pólo Cerâmico de Santa Gertrudes. Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP

O Pólo Cerâmico da região de Rio Claro no Estado de São Paulo estende-se entre os municípios de Rio das Pedras e Santa Rosa do Viterbo, passando por Charqueada, Piracicaba, Rio Claro, Leme, Pirassununga, Porto Ferreira e Tambaú (Fig.

IX.6), e corresponde a um complexo de extração de matérias-primas e produção de placas cerâmicas.

Na região de Rio Claro, Santa Gertrudes, Cordeirópolis, Limeira e Araras, concentram-se 43 indústrias cerâmicas, que se agregam na Associação Paulista dos Produtores Cerâmicos – ASPACER e têm produção mensal superior a 15.000.000 m² de placas de revestimentos cerâmicos, o que representa cerca de 60% da produção brasileira e envolve 5.500 empregos diretos.

O pilar dessa *performance* é a presença do pacote rochoso da Formação Corumbataí (Fig. IX.7), um pacote rochoso com espessura da ordem de 90 m e continuidade por cerca de 200 km, constituído de argilitos, folhelhos e siltitos, de cores cinza, arroxeadas e avermelhadas, tendo intercalações de bancos carbonáticos, silixíticos e de arenitos finos, originados, provavelmente, em planícies de maré há cerca de 260 milhões de anos (Permiano).

Desse pacote provém todo o minério utilizado na produção de placas cerâmicas, tendo qualidade que dispensa a adição de outros produtos minerais, utilizando o processo via seca, já consagrado em alguns países europeus, e empregando equipamentos de alta tecnologia, disponíveis principalmente na Itália e na Espanha. Outros pólos cerâmicos nacionais têm necessidade de fazer composições de materiais de diferentes procedências e características, exigindo práticas eficientes de homogeneização e processos de moagem por via úmida, que aumentam os custos de produção.

A presença dessa matéria-prima na região de Rio Claro possibilitou a produção a custos mais baixos do que aqueles de outros centros produtores e a inserção crescente de uma classe social de menor poder aquisitivo no mercado consumidor nos últimos anos, com notável aumento do consumo e aceleração do crescimento dessas indústrias.

O consumo de matérias-primas provenientes da Formação Corumbataí no Pólo Cerâmico da região de Rio Claro vem crescendo progressivamente nos últimos anos, tendo atingido cerca de 2.800.000 t/ano, em 1999.

A Formação Corumbataí tem em sua constituição materiais argilosos aproveitados como minérios e os dados existentes indicam uma vasta área de ocorrência e, conseqüentemente, potencialidade de grandes reservas (Fig. IX.7). Entretanto, não há ainda trabalhos de quantificação das reservas desses materiais, nem mesmo preliminares. Também não foram realizados estudos sobre a distribuição em âmbito regional, estando a grande maioria das lavras em operação centrada apenas na região de Rio Claro. Trabalhos de pesquisa em detalhe de jazidas são raros na região e na grande maioria foram executados apenas para atender às exigências legais do DNPM, não gerando os dados essenciais para o planejamento adequado da lavra.

Informações preliminares sugerem a existência de variações significativas na composição e nas características físicas da Formação Corumbataí, exigindo, para o uso do minério,

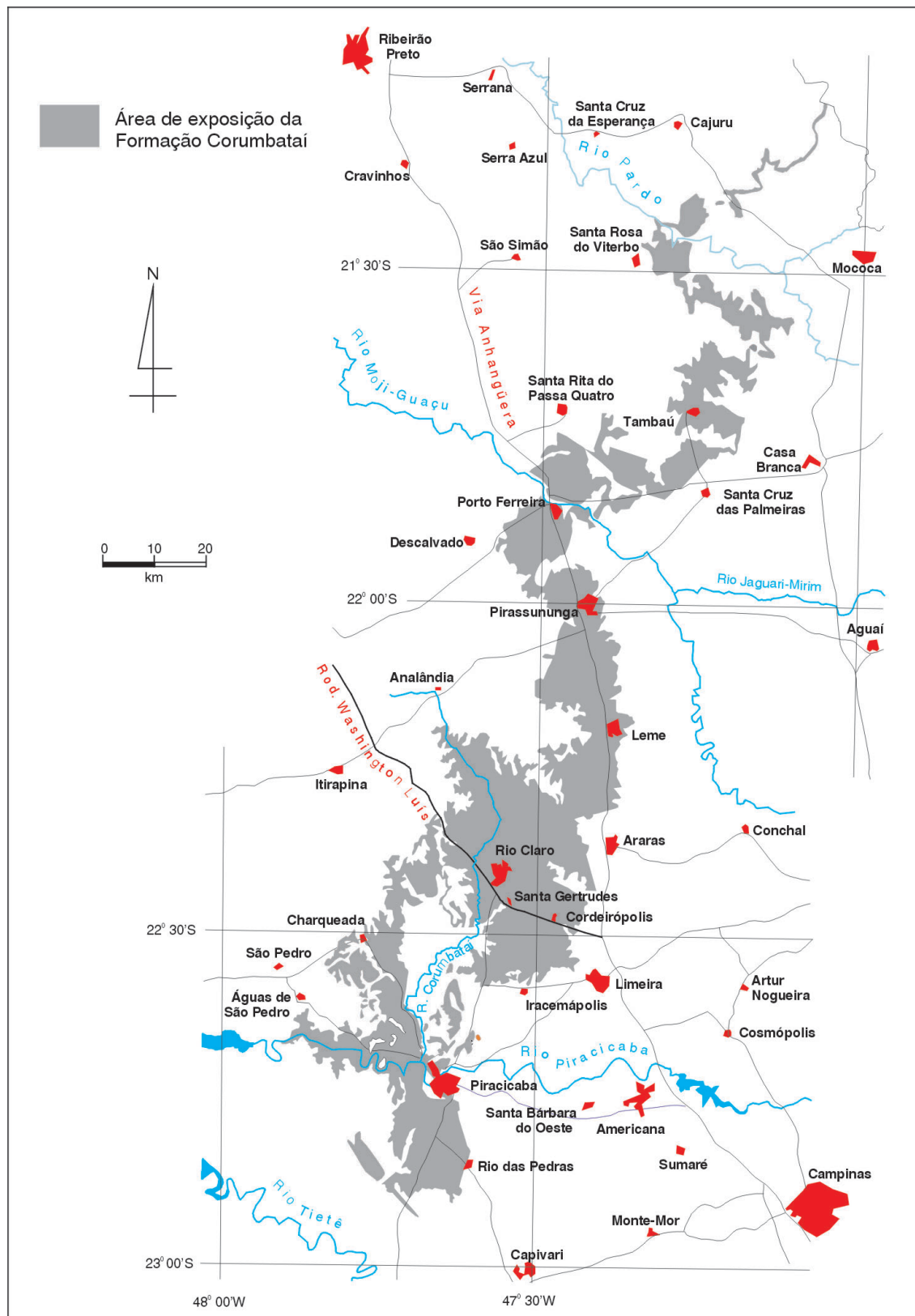


Figura IX.6 – Localização do pólo cerâmico da região de Rio Claro, estado de São Paulo

Figure IX.6 – Location of ceramic industries in Rio Claro region of São Paulo state

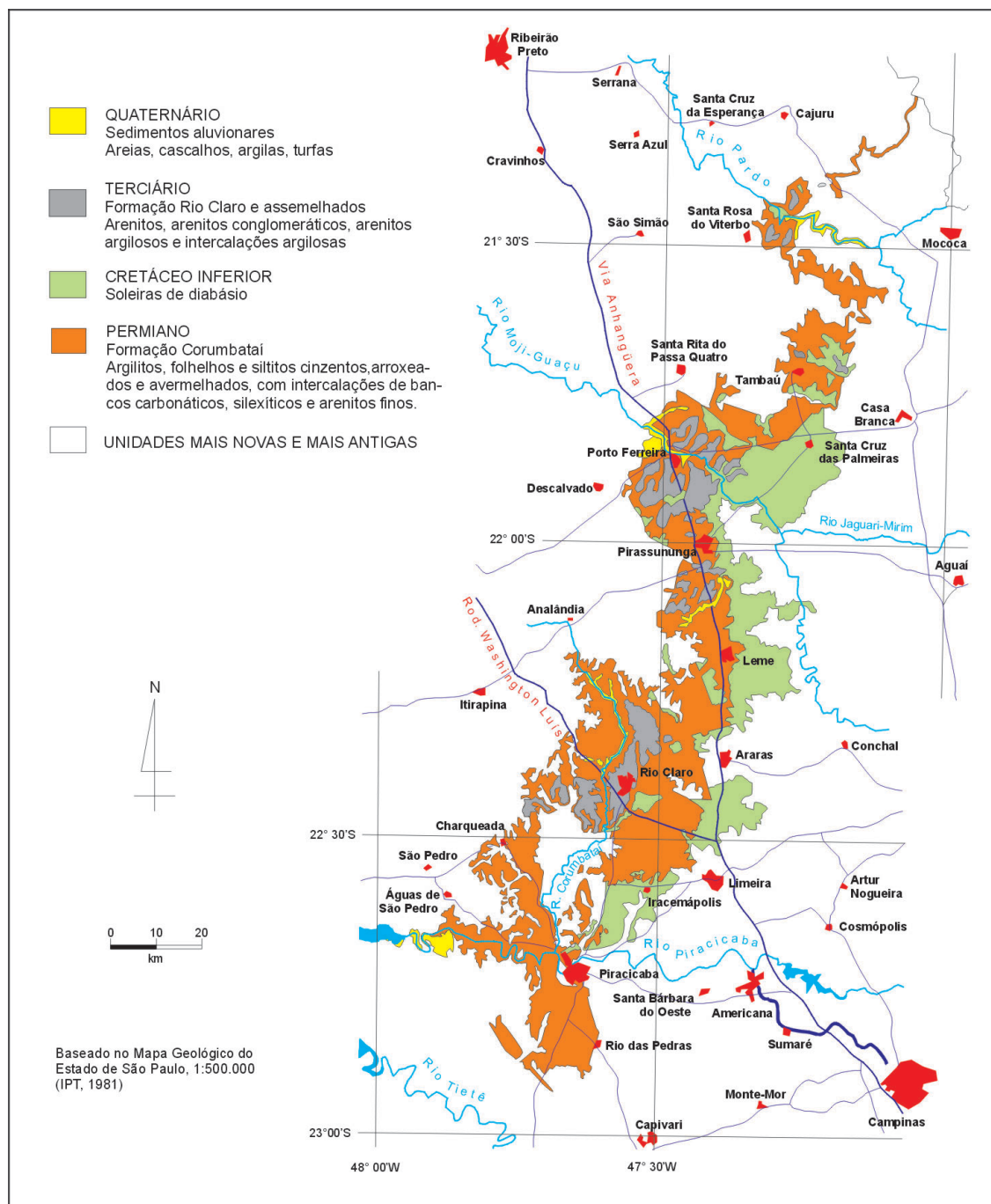


Figura IX.7 – Mapa geológico da Formação Corumbataí, indicando as soleiras de diabásio associadas e as coberturas sedimentares cenozóicas

Figure IX.7 – Geological map of Corumbataí Formation, indicating diabase sills associated and the Cenozoic sedimentary cover

misturas para composição das massas e mudanças nos parâmetros de produção das fábricas. Portanto, o problema não se resume apenas na quantidade de material disponível, mas também nas variações presentes e no impacto causado por elas. Também fatores restritivos ao aproveitamento de materiais da Formação Corumbataí, como ocupação urbana, áreas de preservação ambiental, presença de litofácies

desfavoráveis, entre outros, tendem a diminuir a disponibilidade de minério dessa Formação.

Cabe acrescer e ressaltar que também não se dispõe de uma metodologia estabelecida para a realização da pesquisa geológica, que inclua tipos de equipamentos e métodos, tipos de ensaios e análises, e de métodos de interpretação de dados. Assim, alguns materiais são utilizados com

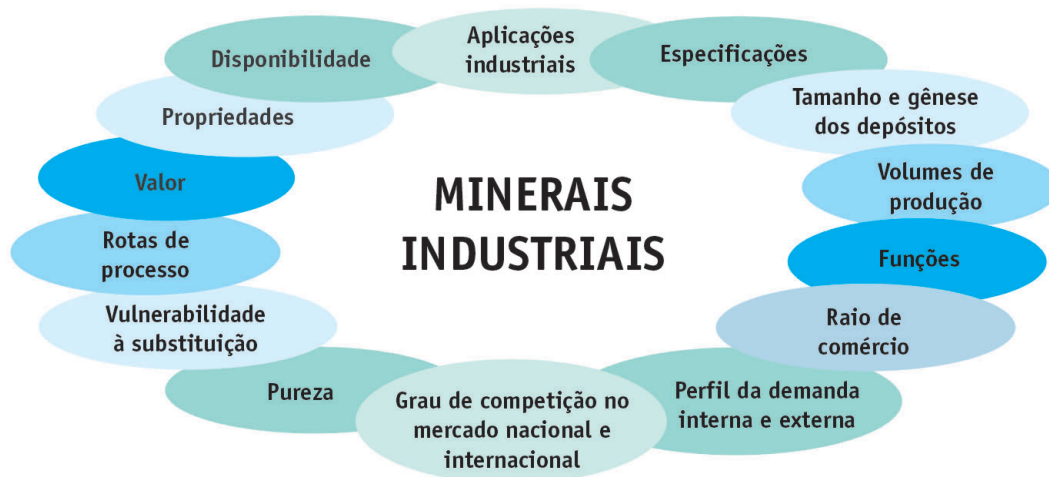


Figura IX.8 – Parâmetros de diversidade dos Minerais Industriais

Figure IX.8 – Parameters of Industrial Minerals diversity

características desnecessariamente superiores às especificações, o que implica em lavra predatória, e outros são eliminados quando poderiam ser utilizados na composição de massas, sem prejuízo da qualidade.

Funcionalidade e diversidade

A Fig. IX.8 ilustra a grande diversidade de atributos e características que cerca os negócios e as operações com Minerais Industriais. A funcionalidade múltipla que o mineral industrial pode desenvolver é o diferencial dos não-metálicos

que justifica esta diversidade. Além de suas inúmeras funções industriais, os produtos minerais podem atuar diferentemente de consumidor para consumidor, de país para país, de região para região, com perfis diferenciados de demanda e fornecimento, possibilidades de substituição, características variadas da gênese dos depósitos em cada produtor.

O emprego dos produtos minerais em cada uma das aplicações industriais é derivado de suas propriedades primárias físicas, químicas e físico-químicas, tanto no núcleo/matriz mineral quanto nas superfícies das partículas e cristais. As propriedades das partículas e dos cristais podem variar conforme o grau de pureza, ou em decorrência de processos físicos e químicos complementares.

Tabela IX.11 Funcionalidade múltipla do mineral talco
Table IX.11 Multiple uses of talc

| APLICAÇÕES INDUSTRIAIS | PROPRIEDADES FUNCIONAIS | ESPECIFICAÇÕES CHAVES |
|--|---|---|
| Farmacêuticas, Cosméticas e Alimentícias | Branca – Pureza Sedosidade | Perda ao Fogo Pureza microbiológica Limites de Arsênio, Metais Pesados, Sílica Livre e Amianto |
| Controle de <i>Pitch</i> em Celulose e Papel | Hidrofobicidade e Alta Capacidade de Adsorção | Branca > 85 GE Alta área superficial |
| Tintas | Reologia Diferenciada | Finuras adequadas a cada aplicação, de 325 mesh a - 8 µm (“top size”) Partículas com alta razão de aspecto |
| Carga de Reforço em Polipropileno | Lamelaridade | Branca > 85 GE Alta Pureza Baixo teor de Traços Metálicos “top sizes” entre 8-20 µm |

Um único mineral pode desenvolver aplicações diferenciadas em segmentos múltiplos. Na Tab. IX.11, exemplificando o caso do mineral talco, cada aplicação industrial demanda especificações próprias e proporciona valores muito diferentes de mercado.

O grau de substituição varia entre minerais e aplicações industriais. A indústria de cerâmicas de revestimento é a que apresenta maior versatilidade na substituição das matérias-primas minerais. Os porcelanatos já mostram uma mobilidade menor. Voltando ao caso do talco, no quadro acima, a indústria de tintas arquitetônicas desenvolveu uma grande flexibilidade na formulação de seus componentes minerais. Assim, o talco pode ser substituído plenamente por agalmatolito, e as formulações de tintas compõem os demais minerais de forma muito versátil para o desempenho das propriedades durante a aplicação e no filme aplicado. Os demais minerais formulados em tintas são carbonatos de cálcio natural, dolomita, carbonato de cálcio precipitado e caulim principalmente.

Funcionalidade na Indústria de Tintas

Inúmeros minerais ou pigmentos inorgânicos sintéticos são classificados como cargas minerais ou minerais funcionais para a indústria de tintas: talco, carbonato de cálcio, sílicas, mica, caulim, feldspato, alumina hidratada, entre outros. O conceito histórico de cargas minerais ou “fillers”, relacionado com a função de enchimento apenas, evoluiu nos países mais desenvolvidos para um conceito de funcionalidade ou *performance* mineral específica. Cada mineral interfere diferentemente na correção de defeitos e em diversas propriedades do filme: porosidade, resistência química e mecânica, lavabilidade e polimento, flexibilidade, brilho e lustre, reologia, poder de cobertura e cor. Esta funcionalidade dos minerais é explicada por suas propriedades primárias e secundárias. As propriedades primárias são a textura dos cristais e partículas, a estrutura cristalina do núcleo e da superfície das partículas ou cristais e a pureza. A morfologia das partículas ou agregados pode diferir enormemente da dos cristais conforme a gênese do depósito mineral e as condições de síntese e cominuição. As propriedades secundárias mais importantes são a distribuição do tamanho das partículas, cor e brancura, composição, reatividade e abrasividade das impurezas minerais. A pureza também é função da gênese do depósito mineral e pode ser alterada por uma lavra seletiva e por processos de síntese e tratamento dos minérios originais. O empirismo comumente dá lugar ao desenvolvimento de fundamentos e princípios que correlacionem e associem as variáveis e propriedades das cargas minerais com as propriedades do filme.

Consultas à literatura técnica internacional e a fabricantes de tintas no Brasil e no exterior revelam que existe uma

grande variedade de minerais, naturais ou sintéticos, que podem ser utilizados como cargas ou minerais funcionais. Uma lista dos principais minerais com suas respectivas fórmulas estruturais é mostrada na Tab. IX.12. Na Europa e Estados Unidos, onde o grau de inovação e diferenciação de produtos é bastante intenso, cada um destes minerais dá origem a dezenas ou centenas de produtos diferenciados quanto à marca, gênese do depósito mineral, características do processo de síntese, e quanto às propriedades primárias e secundárias. Tintas é o segmento industrial que absorve a maior variedade de pigmentos inertes. A tendência mundial é uma crescente sofisticação na produção e na aplicação das cargas minerais, acompanhando o ritmo do desenvolvimento tecnológico e da diversificação de produtos na indústria de tintas. Algumas empresas chegam a ter mais de 150 tipos de cargas minerais em sua relação de compras. Se no Brasil alguns fabricantes e equipes técnicas e de suprimentos insistem em tratar estes pigmentos minerais unicamente como ingredientes redutores de custo, tal como era observado em passado remoto nos países mais desenvolvidos, fortalece-se continuamente a valorização de suas propriedades funcionais. Mineral Funcional é um conceito já consagrado no exterior para os minerais talco, argilas especiais, diatomita e alumina hidratada, entre outros. O talco, por exemplo, desenvolve e aperfeiçoa uma série de propriedades importantes na fabricação e na aplicação das tintas, conforme listado abaixo, explicadas por suas mais importantes propriedades funcionais: lamelaridade, hidrofobicidade e inércia química. A *performance* da aplicação

Tabela IX.12 Relação das principais cargas minerais
Table IX. 12 List of major minerals used as fillers

| | |
|--|---|
| Carbonato de Cálcio Natural e precipitado | CaCO_3 |
| Talco (substituto no Brasil Agalmatolito) | $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ |
| Alumina Hidratada (Gibbsita) | $\text{Al}(\text{OH})_3$ |
| Amianto (Crisotila) | $\text{Mg}_6(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ |
| Diatomita | SiO_2 |
| Feldspato e Nefelina-Sienito | $\text{Na}_{1-x}\text{Ca}_x\text{Al}(\text{Si}_{3-x}\text{Al})\text{O}_8$ |
| Dolomita | $(\text{Ca},\text{Mg})(\text{CO}_3)$ |
| Mica - Moscovita | $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ |
| Silicato de Alumínio - Caulim Caulim Calcinado | $\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ |
| Sílicas - Amorfas, gel, cristalinas Naturais e sintéticas | SiO_2 |
| Silicatos Sintéticos | |
| Sulfato de Bário - Barita Natural e Sintética | BaSO_4 |
| Wollastonita | CaSiO_3 |
| Bentonita - Argilas Especiais | |

do talco em tintas logicamente irá depender do sucesso na escolha do pigmento apropriado:

- Resistência à água e à umidade;
- Tixotropia e Pseudo-Plasticidade;
- Ação Anti-Sedimentante;
- Ação Fosqueante;
- "Efeito *Sanding*"; e
- "Efeito Talco".

O "Efeito Talco" se refere a um conceito já consagrado entre técnicos americanos e franceses de que é sempre recomendável a aplicação do talco em todas as formulações, mesmo em dosagens mínimas (2%).

Em visão mais ampla, todas as cargas minerais interferem, embora diferentemente, com as várias propriedades das tintas. Algumas das propriedades das tintas mais sensíveis ao carregamento são listadas a seguir:

- Resistência Mecânica do Filme;
- Resistência Química e às Intempéries;
- Porosidade;
- Permeabilidade;
- Lavabilidade;
- Poder de Cobertura;
- Brilho;
- Lustre;
- Retenção, Uniformidade e Desenvolvimento de Cor;
- "*Dry-Hiding*";
- "*Enamel Holdout*";
- Dispersão;
- Sedimentação; e
- Reologia na produção, estocagem e aplicação.

Um único produto mineral não é normalmente capaz de conferir todas as propriedades requeridas por um determinado sistema de tintas. Uma mistura de cargas deve ser desenvolvida para se atingir um compromisso ótimo de propriedades. De modo geral, a formulação final é definida por um processo de "tentativa e erro". O processo de escolha dos tipos de cargas minerais e especificações a serem testadas vai depender da cultura, *know-how* e experiência acumulada da empresa e de sua equipe técnica e de suprimentos. Empresas mais conservadoras tendem a resistir muito a quaisquer modificações de suas formulações-padrão, mesmo diante de grandes inovações nas características das cargas convencionais que seguramente trariam importantes benefícios de *performance* e consistência de qualidade. O fator custo do insumo pode ser valorizado exageradamente, e o empirismo predomina no processo de seleção e dosagem. O empirismo é uma ferramenta que, eventualmente, falha nos momentos críticos de demanda de grandes inovações tecnológicas, diferenciações de produto e otimizações da relação custo/benefício da carga mineral. Uma revisão da literatura revela o quanto se avançou no conhecimento dos mecanismos físico-químicos e mecânicos pelos quais os minerais afetam as

características e a *performance* das tintas. Hoje, já se pode antecipar muito satisfatoriamente o efeito específico de várias propriedades primárias e secundárias dos minerais.

Funcionalidade na Indústria de Plásticos Carregados e Reforçados

Na indústria de plásticos, as possibilidades de substituição já são muito mais restritas. O talco, por exemplo, apresenta nichos muito próprios em termoplásticos como carga reforçante. Outros minerais desenvolveram seus espaços próprios de aplicação com propriedades funcionais muito específicas e com possibilidades muito restritas de substituição.

Os principais minerais empregados no carregamento e no reforço de termoplásticos, os silicatos, carbonatos e óxidos, são apresentados a seguir. Os critérios para a seleção de minerais para os testes de *performance* são classificados em técnicos, comerciais ou estratégicos. Os critérios técnicos referem-se principalmente às propriedades desejadas no compósito, ao tipo de polímero, à estrutura cristalina, textura das partículas, reatividade, pureza, cor e tratamento superficial do pigmento mineral. Outros parâmetros tecnológicos mais específicos podem ser incluídos. A relevância destas propriedades é exemplificada para alguns minerais.

Os minerais ocupam hoje uma posição de destaque na formulação de compostos termoplásticos. As suas funções básicas evoluíram da simples substituição econômica e estratégica das resinas, intensificada com a crise do petróleo no começo dos anos 70, para funções mais específicas como mineral ou polímero de aprimoramento de propriedades no compósito final. A década de 70 muda nos países mais desenvolvidos o conceito de carga mineral para o de reforço mineral ou mineral funcional. O uso de cargas e reforços não apenas atinge valores elevados, superior a 2 milhões de toneladas nos Estados Unidos, por exemplo, mas transforma o perfil da indústria.

À medida que o setor amadureceu e o custo de desenvolvimento e *marketing* de novos polímeros torna-se proibitivo, consolida-se o recurso de utilizar plásticos existentes e carregá-los ou reforçá-los de modo a alcançar demandas técnico-econômicas não-atendidas, principalmente na área de resistência à temperatura, resistência mecânica e resistência química e a ambientes agressivos. A utilização de minerais consolida-se a partir do maior conhecimento das variáveis que interferem nas propriedades de sistemas mineral-polímero específicos, com o desenvolvimento de critérios para a escolha dos minerais, a adoção de especificações adequadas, o rígido controle de parâmetros minerais que assegurem a consistência de qualidade dos compósitos comerciais e o aperfeiçoamento dos processos de mistura. Naqueles países mantém-se um grande volume de pesquisa básica e tecnológica que visa à aplicação de novos minerais e ao aperfeiçoamento dos

compostos convencionais. O aperfeiçoamento se dá por meio de novas técnicas de moagem para o controle da textura das partículas e novas finuras submicron, como também pela modificação da química da superfície mineral via calcinação e pré-tratamento químico superficial dos minerais e da aditivização da interface mineral-polímero.

A tecnologia nacional atual de formulação de termoplásticos com minerais segue um modelo de cópia e/ou adaptação de formulações européias e americanas, sem uma maior preocupação quanto à adoção de critérios de escolha e controle da qualidade das matérias-primas minerais nacionais. A seguir, são introduzidos alguns conceitos relevantes para o aprimoramento da tecnologia nacional de termoplásticos carregados e reforçados.

Os principais minerais naturais ou sintéticos empregados no carregamento e no reforço de termoplásticos estão listados na Tab. IX.12. Fator decisivo na utilização de minerais em termoplásticos foi a redução de custos advinda da substituição parcial das resinas pelas cargas minerais, substituição esta intensificada pelas crises nos preços do petróleo e derivados durante a década de 70. A incorporação de todos os pós-minerais também tem em comum, em intensidades variadas e dependentes da natureza e características do produto mineral, aumentos da rigidez, resistência ao *creep*, resistência à chama, condutividade térmica e redução do coeficiente de condução térmica. Alguns minerais já conferem com exclusividade aumentos da resistência à tensão e ao impacto, resistência à temperatura, resistência química e a ambientes agressivos ou o aprimoramento de outras propriedades.

A aplicação de cargas minerais desenvolveu-se, inicialmente, em bases mais empíricas. As indústrias norte-americanas e européias, no entanto, logo descobriram que a partir de melhores conhecimentos de mineralogia, dos mecanismos de ação física e mecânica das partículas minerais nos compósitos plásticos, e da natureza das interfaces químicas mineral/polímeros/aditivos, poder-se-ia ampliar as aplicações

dos minerais e, uma vez otimizadas suas características, criar novos espaços de mercado para aquelas resinas já existentes. As indústrias norte-americanas e européias de termoplásticos carregados com minerais consolidam-se na década de 70. Critérios técnicos de formulação de minerais são introduzidos nas indústrias, laboratórios de caracterização mineral são montados, especificações e normas de controle de qualidade são estabelecidas. A consistência de qualidade dos compósitos comerciais é a grande conquista.

A Tab. IX.13 lista os principais polímeros e funções para alguns minerais selecionados. Logicamente, o número de polímeros e funções primárias ou secundárias para cada mineral pode ser muito mais amplo. O leitor interessado em sistemas específicos deve consultar a vasta literatura técnica e científica disponível a este respeito. O talco, por exemplo, apesar da maior aplicação em polipropileno, tem evoluído rapidamente em polietileno de alta e baixa densidade, PVC, poliestireno e poliamidas. Além da rigidez, o talco é particularmente eficiente no aumento da temperatura de distorção pelo calor ou resistência ao *creep*. O reforço planar ou lamelar das partículas de talco alinhadas no compósito evita que a resistência à tensão seja sacrificada, como acontece com as demais cargas minerais não-fibrosas. Outros reflexos importantes da presença do talco são o aumento da resistência à corrosão, umidade e calor, permeabilidade, dureza, estabilidade dimensional, isolamento elétrico, condutividade térmica e retardamento de chama. A transparência pode ser mantida e as propriedades elétricas são promovidas. A aderência a superfícies metálicas e tintas de impressão é aprimorada. O talco reduz o coeficiente de expansão térmica e a contração do molde, evita o empenamento durante a moldagem e permite o uso associado de plástico e metal. O ciclo total de moldagem pode ser reduzido em até 30%, sem aumento no desgaste dos equipamentos.

A funcionalidade do *mineral puro* em termoplásticos é determinada fundamentalmente pelas propriedades primárias dos sistemas particulados, dadas a seguir:

Tabela IX.13 Aplicações de minerais selecionados

Table IX.13 Selected minerals usage

| Mineral | Resina principal | Função |
|-------------------------------|------------------|--------------------------|
| Alumina Hidratada | Poliéster | Anti-Chama |
| Calcita Natural | PVC | Carga |
| CaCO ₃ Precipitado | PVC | Resistência impacto |
| Caulim ("Air Floated") | Poliéster | Tixotropia |
| Caulim Calcinado | PVC | Resistência Elétrica |
| Caulim (Surface-Treated) | Nylon | Estabilidade Dimensional |
| Mica | Polipropileno | Resistência à Flexão |
| Quartzo Moído | Epoxy | Estabilidade Dimensional |
| Talco | Polipropileno | Rigidez |
| Wollastonita | Nylon | Reforço Mecânico |

- a. textura (tamanho e morfologia) das partículas; e
- b. estrutura cristalina do mineral.

A análise do efeito funcional da estrutura e composição cristalina deve distinguir a região núcleo ou centro da superfície do cristal.

A estrutura do núcleo ou matriz do mineral caracteriza a distribuição e a força das ligações atômicas que determinarão, fundamentalmente, a dureza e condições de clivagem ou fratura do cristal, e outras propriedades físicas e químicas, condutividade térmica e elétrica, calor específico, coeficiente de expansão térmica, índice de refração, cor, constante dielétrica e propriedades mecânicas.

A estrutura ou química da superfície exposta durante clivagem ou fratura do cristal difere do núcleo ou matriz. As superfícies frescas podem ter cargas não-balanceadas, estruturas cristalinas deformadas e amorfas, com alta energia livre e reatividade. A química da superfície dos cristais determina a compatibilidade química com os polímeros, aditivos de processamento, estabilizantes, plastificantes, agentes de acoplagem. Modificações da química da superfície mineral podem ser praticadas por uma série de razões que incluem uma melhor dispersão do mineral no meio orgânico, modificação da reologia da dispersão mineral, melhoramento das propriedades mecânicas do compósito plástico-mineral e redução da degradação catalítica de polímeros e aditivos. Um conhecimento profundo da interface do mineral com a matriz polimérica antes, durante e após processamento é, portanto, muito recomendável.

O comportamento químico da superfície das lamelas de talco é anisotrópico. As faces externas das folhas de sílica, que compõem a quase totalidade da área exposta do mineral quando moído, são apolares e oleofílicas, hidrofóbicas e aerofílicas, altamente inertes e não-reativas. Nas extremidades das lamelas estão os sítios hidrofílicos polares criados pela ruptura das fortes ligações covalentes, transversais ao plano basal, durante moagem. A obtenção de uma dispersão ótima das partículas de talco durante sua mistura à matriz polimérica fundida vai depender de certas premissas básicas.

A primeira premissa pede que a superfície do talco seja molhada em toda a sua extensão pelo polímero. Isto se consegue escolhendo polímeros de baixa tensão superficial, ex. poliolefinas, tipicamente apolares como talco, ou utilizando aditivos de processamento, ou tenso-ativos que reduzem a tensão nas interfaces sólido-líquido e líquido-gás. A segunda premissa é assegurar condições mecânicas de agitação suficientes para a remoção do ar incluso e adsorvido para posterior molhamento.

Caulim, sílicas e óxido de titânio têm superfícies altamente polares e hidrofílicas que não são facilmente molhadas por polímeros de polaridade baixa a moderada. A oleoficidade na superfície destes minerais pode ser adquirida pela adsorção química de moléculas orgânicas de preferência com estruturas

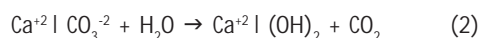
similares ao meio orgânico. A polaridade e hidroficidade originais nestes minerais advêm predominantemente de grupos ácidos SiOH e Al-OH criados pela adsorção química de água (desorvida apenas a altas temperaturas) nas superfícies fraturadas.

Os grupos ácidos representam sítios ácidos de Brønsted de alta atividade catalítica. O caulim ainda tem uma grande tendência de formar fortes aglomerados originados da anisotropia de cargas opostas nos planos basais e extremidades. As superfícies de caulim podem ser facilmente modificadas por organo-silanos (Eq. 1), vários sais metálicos, polímeros polares e lubrificantes, para promoção das dispersões de caulim.



O pH naturalmente ácido do caulim causa reações indesejáveis com *epoxy* e vinil, a não ser que os sítios ácidos sejam neutralizados com tratamento superficial. Um polímero “básico” como poliéster pode ser adsorvido em uma carga superficialmente ácida; assim como um polímero ácido pode ser adsorvido em uma carga básica, evitando a necessidade de um polímero ou aditivo especial para a interface visando à dispersão e coesão.

O carbonato de cálcio já tem uma superfície básica, polar, hidrofílica e oleofóbica. O CO₂ é desorvido de superfícies cristalinas recém-clivadas à temperatura ambiente. Uma proporção considerável de íons CO₃⁻² superficiais de calcita são removidos com a adsorção química da água atmosférica (Eq. 2).



A fraca basicidade das superfícies da calcita não é normalmente negativa para seu uso como carga em plásticos, embora seja normalmente pré-tratado para obtenção de uma superfície hidrofóbica. A calcita, ao contrário dos silicatos, é susceptível ao ataque ácido. A sua basicidade e a sua hidroficidade, no entanto, facilitam sua aplicação em PVC e a preparação de tipos oleofílicos pela fácil modificação da superfície pela adsorção química de ácidos graxos, cadeia longa do tipo ácido esteárico, ácidos alquil-sulfônicos e organotitanatos.

O pré-tratamento superficial dos minerais é hoje um dos recursos muito utilizados, principalmente na Europa e Estados Unidos, para ampliação das possibilidades de aplicação de minerais. O tipo de agente químico para o tratamento superficial vai depender da natureza da química da superfície mineral e das características da interface polímero-mineral visada.

O pigmento, ou carga mineral moída, é constituído de partículas cuja morfologia é uma das características primárias

do mineral que, juntamente com o grau de finura, determina a capacidade de empacotamento, a reologia e reforço mecânicos dos compostos. A carga mineral típica tem baixo custo, boa cor, baixa dureza e alta capacidade de empacotamento e boa reologia (os dois últimos típicos de partículas com baixo valor de *aspect ratio*). O melhor exemplo aqui é a calcita natural com seus cristais romboédricos. Minerais para reforço mecânico devem ter, ao contrário, alto valor de *aspect ratio*, característicos nos cristais lamelares de talco ou nos cristais fibrosos de amianto ou wollastonita. As partículas individuais do mineral moído podem ser constituídas de cristais isolados e/ou de agregados de cristais. A morfologia das partículas pode ser totalmente diferente da morfologia dos cristais pré-selecionados para a formulação de um determinado composto termoplástico. O usuário de minerais deve estar atento para o fato de que a morfologia das partículas pode variar entre depósitos minerais de diferentes localidades ou em frentes e zonas diferentes de um mesmo depósito mineral. O mesmo fato pode ocorrer para os produtos sintéticos, conforme as condições de processo.

A sílica apresenta-se, comercialmente, em diversas estruturas mineralógicas naturais: quartzo macrocristalino e microcristalino, sílica amorfa, novaculita, terra diatomácea, sílica fundida; e sintética como sílica gel, sílica pirogênica e sílico-aluminato de sódio, cuja morfologia, tamanho de cristal, reatividade e química devem ser diferenciados. Os feldspatos e os nefelina-sienitos são classificados no mesmo grupo da sílica, sendo os tectosilicatos com tetraedros SiO_4 interligados tridimensionalmente. O alumínio substitui parcialmente o silício e o resultante desbalanceamento de carga no cristal é contrabalançado por íons potássio, sódio ou cálcio.

O carbonato de cálcio ou calcita natural é obtido, comercialmente, a partir de rochas ou minérios de naturezas diferentes: calcáreo, mármore calcítico ou "*chalk*" ("*whiting*"), uma rocha sedimentar de origem calcítico-orgânica. A calcita microcristalina tipo "*chalk*" com partículas lisas de forma tubular a arredondada, predominante na Europa, contrasta com as partículas irregulares e pontiagudas, cuja morfologia tende ao romboédrico, mais abrasivas, provenientes de calcário e mármore que predominam nos Estados Unidos.

A morfologia das partículas também depende do processo de moagem. Assim, a moagem da calcita pelo processo a úmido pode produzir partículas mais finas, lisas, uniformes e menos abrasivas do que o processo de moagem a seco. A moagem da mica deve ser conduzida em condições especiais para a preservação do alto valor de *aspect ratio* desejado para as partículas. As partículas de caulim diferenciam-se quanto à sua origem primária ou secundária, se calcinadas ou não, e quanto aos processos de moagem, classificação e delaminação. Distinções similares poderão sempre ser feitas para os outros minerais não-considerados neste último parágrafo.

A textura das partículas minerais é descrita tanto pela sua morfologia, quanto pela distribuição do tamanho das partículas ou finura do pigmento. A "rugosidade" da superfície das partículas também pode ser aceita como outro parâmetro da textura. O tamanho das partículas dos pigmentos comerciais varia na faixa de 50 am até um submicron. As partículas de pigmentos sintéticos ou precipitados podem ser mais finas e uniformes à medida que sua textura pode ser mais facilmente controlada durante o processo de síntese. O grau de finura dos minerais naturais fica condicionado à dureza do mineral, à textura da rocha original e ao mecanismo mecânico dos equipamentos de moagem, micronização e classificação. A descrição completa da finura de um pigmento baseia-se na distribuição percentual de tamanhos em toda a faixa de finura. Resíduo em peneira, área superficial, densidade aparente e finura *Hegman* são parâmetros que podem ser adotados em especificações e controle de qualidade e processo de produtos conhecidos, mas não são válidos isoladamente para a descrição completa da finura. A distribuição granulométrica das partículas vai ter um efeito direto na facilidade de dispersão, na reologia das dispersões minerais, na abrasividade, na resistência à tensão e ao impacto e na capacidade de adsorção e degradação de polímeros, estabilizantes e plastificantes.

Os minerais sempre ocorrem na natureza associados em proporções variadas a outros minerais. Sempre vão ocorrer impurezas, que, mesmo em teores muito baixos, podem alterar, significativamente, as propriedades do mineral puro e comprometer suas aplicações industriais. O teor e a natureza das impurezas, tal como a textura das rochas, podem variar entre depósitos ou no mesmo depósito. As impurezas podem ocorrer ou na rede cristalina do próprio mineral em solução sólida, ou em outros componentes minerais. A presença de elementos estranhos na rede cristalina do mineral pode alterar a força e a distribuição de suas ligações atômicas, alterando a dureza e fratura ou clivagem, e a natureza química da superfície mineral. Minerais muito reativos de ferro, manganês, cobre, níquel e vanádio, entre outros, podem comprometer a estabilidade dos polímeros, estabilizantes e demais aditivos de processamento.

Algumas conclusões e orientações podem ser tiradas das discussões desenvolvidas nos parágrafos anteriores:

1. Existe uma grande variedade de minerais que podem ser utilizados no carregamento e no reforço de termoplásticos. Um conjunto de parâmetros técnicos deve ser determinado para a descrição e a caracterização de um produto mineral para tal aplicação. O pigmento mineral selecionado deve ser aprovado em testes de *performance* em escala de laboratório ou piloto. A pré-seleção das opções comerciais para a fase de estudos consiste de duas etapas:
 - 1.1. Escolha do mineral com base em experiência prévia, referências na literatura, e nas

propriedades primárias no mineral: estrutura cristalina e morfologia específica dos cristais e propriedades do composto;

- 1.2. Identificação dos fornecedores e produtos, seleção das opções comerciais a partir de informações dos fornecedores e de terceiros e caracterização dos seguintes parâmetros: textura das partículas, pureza, tratamento superficial, atividade química superficial e cor. Outros parâmetros tecnológicos especiais podem ser incluídos.
2. Recomenda-se cuidado na cópia de formulações, literaturas ou recomendações técnicas de terceiros, particularmente provenientes do exterior, sem uma completa caracterização das matérias-primas e aditivos utilizados e das condições de processamento adotadas na preparação das peças ou corpos-de-prova. Uma etapa de adaptação da formulação à qualidade das matérias-primas nacionais é sempre prudente.
3. A consistência de qualidade dos compostos plástico-minerais vai depender de um trabalho conjunto, produtor mineral-formulador de termoplástico, de

desenvolvimento de especificações e normas e métodos de controle de qualidade para os produtos minerais.

Classificação pela Funcionalidade

Uma sistemática de classificação dos Minerais Industriais, com base na funcionalidade, separa os não-metálicos em Grupo dos Minerais Químicos e Grupo dos Minerais Físicos. A Tab. IX.14 e a Tab. IX.15 agrupam os minerais nos dois Grupos.

Os Minerais Cerâmicos representam o segmento deste grupo de Minerais Químicos com maior dinâmica nas transformações de mercado. O Pólo de Santa Gertrudes hoje representa 60% do mercado interno. A saída do pólo do sul foi exportação e porcelanatos. Agora, o nordeste está ávido por sua fatia do mercado nacional. Propõe-se uma matriz cerâmica diferenciada para cada pólo, seguindo o novo paradigma do Pólo de Santa Gertrudes.

O Grupo dos Minerais Químicos tem em comum a perda de sua identidade física original ao serem incorporados nos processos e nos materiais. Uma vez incorporados, atuam como precursores de novos compostos nas fases líquidas ou gasosas,

Tabela IX.14 Grupo dos Minerais Físicos
Table IX.14 Physical Minerals group

| Mineral | Minerais Estruturais | Cargas e Extensores | Auxiliares de Processos | Fundição |
|-------------------------|----------------------|---------------------|-------------------------|----------|
| Amianto | | | | |
| Atapulgita | | | | |
| Baritas | | | | |
| Bentonita | | | | |
| Carbonato de Cálcio | | | | |
| Cimento | | | | |
| Diatomita | | | | |
| Dolomita | | | | |
| Gipsita | | | | |
| Caulim | | | | |
| Agregados de baixo peso | | | | |
| Mica | | | | |
| Nefelina Sienita | | | | |
| Perlita | | | | |
| Pedra Pome | | | | |
| Areia e Cascalho | | | | |
| Sílica | | | | |
| Pedra Britada | | | | |
| Pedra | | | | |
| Talco | | | | |
| Vermiculita | | | | |
| Wollastonita | | | | |

ou de novas fases cristalinas e vítreas em soluções sólidas após tratamento térmico, como no caso das cerâmicas, ou ainda como dopantes.

O Grupo dos Minerais Físicos, por sua vez, mantém sua identidade física original ou no máximo interage, quimicamente ou por adsorção ou absorção, apenas na superfície das partículas e/ou dos cristais. Os Minerais Físicos Funcionais, conforme se pode observar da Tab. IX.5 à Tab. IX.7, são a categoria com maiores demandas de um perfil empresarial mais apurado em tecnologias de produto e *marketing*.

Na Tab. IX.16, os vários Minerais Funcionais são agrupados quanto às Funções Industriais e Propriedades Funcionais.

Os Minerais Cerâmicos e os Minerais Físicos Funcionais são as duas categorias com maior potencial de crescimento no Brasil nesta primeira década dos anos 2000. Os dois Grupos de Minerais Industriais foram foco de um estudo patrocinado e divulgado pelo CT-Mineral do Centro de Gestão e Estudos Estratégicos – CGEE (www.cgEE.org.br). As principais conclusões e recomendações táticas e estratégicas de fomento tecnológico para estas duas categorias são sintetizadas na Tab. IX.17 e na Tab. IX.18.

| Tabela IX.15 Grupo dos Minerais Químicos Table IX.15 Chemical minerals group | | | | | |
|---|---------------------------|-----------------------|-------------------------------|----------------------------|-------------------|
| Mineral | Insumos Indústria Química | Insumos Fertilizantes | Auxiliares Processos Químicos | Insumos Indústria Cerâmica | Fluxos Metalurgia |
| Argilas | | | | | |
| Baritas | | | | | |
| Bauxita | | | | | |
| Boro | | | | | |
| Bromina | | | | | |
| Cromita | | | | | |
| Dolomita | | | | | |
| Feldspato | | | | | |
| “Fireclay” | | | | | |
| Fluorita | | | | | |
| Gipsita | | | | | |
| Ilmenita, Rutilo | | | | | |
| Caulim | | | | | |
| Cal | | | | | |
| Calcário | | | | | |
| Sais de Lítio | | | | | |
| Magnesita | | | | | |
| Turfa | | | | | |
| Fosfatos | | | | | |
| Potássio | | | | | |
| Sal | | | | | |
| Carbonato de Sódio | | | | | |
| Sulfato de Sódio | | | | | |
| Enxofre | | | | | |
| Talco | | | | | |
| Wollastonita | | | | | |

Tabela IX.16 Seleção de minerais funcionais
 Table IX.16 Selection of functional minerals

| PROPRIEDADES FUNCIONAIS | MORFOLOGIA DAS PARTÍCULAS E CRISTAIS | PROPRIEDADES FÍSICAS ESPECIAIS | ATIVIDADE QUÍMICA SUPERFICIAL |
|-------------------------|---|---|--|
| FUNÇÕES INDUSTRIAIS | Carga em Tintas Reforço em Polímeros Opacidade e brancura em papel | Propriedades elétricas Poder de cobertura Transparência Riscabilidade em plásticos | Agente espessante Adsorvente Modificador de Reologia |
| MINERAIS | Lamelares: talco, caulim e agalmatolito Granulados: carbonato de cálcio, dolomita, barita e feldspato Aciculares: wollastonita, PCC e sepiolita | Caulim calcinado Feldspato Wollastonita | Bentonita Talco Zeólitas Sílicas especiais |

Tabela IX.17 Classificação dos minerais estudados
 Table IX.17 Classification of studied minerals

| MINERAIS CERÂMICOS | MINERAIS FÍSICOS FUNCIONAIS |
|--|---|
| <p>É proposto que o estudo das Argilas Cerâmicas seja inserido dentro de uma chamada mais ampla que contemple todas as demais matérias primas minerais cerâmicas – como Minerais Cerâmicos. Minerais Cerâmicos é uma sub-divisão dos chamados Minerais Químicos.</p> <p>Os minerais cerâmicos representam um dos segmentos de maior importância econômica entre minerais não-metálicos e devem receber uma atenção prioritária do Fundo Mineral. São mais de 10 milhões de t/ano de minerais cerâmicos consumidos pelos setores de pisos de revestimento, louças sanitárias e louças de mesa e adornos. A qualidade e desempenho das matérias-primas minerais são fatores decisivos para a competitividade da indústria cerâmica nos mercados interno e externo.</p> | <p>Os demais minerais contemplados neste estudo – agalmatolito, barita, bentonita, caulim, talco e vermiculita – podem ser reunidos dentro do Grupo de Minerais Físicos Funcionais. Minerais Físicos se diferenciam dos Minerais Químicos pelo fato de não perderem sua identidade química e mineralógica nos materiais onde são incorporados. Os minerais físicos funcionais formam o grupo dos Minerais Industriais onde residem as maiores oportunidades de agregação de valor, mas também os maiores desafios de base tecnológica para adequação de produtos e para orientação sobre as aplicações aos consumidores finais. Cargas minerais é um dos segmentos que compõem este grupo, com aplicação nas indústrias de tintas, plásticos, borrachas e papel. Outros são minerais para fundição, auxiliares de processo, adsorventes, aditivos para produtos, cosméticos, alimentícios e cosméticos.</p> |
| <p>Relação de Minerais Cerâmicos</p> <p>Argilas diversas (plásticas e fundentes) - Caulim - Argilite de Corumbataí - Filitos - Feldspato - Nefelina - Sienito - Talco - Carbonatos - Leucofilito - Quartzo - Granito - Wollastonita - Óxido de Magnésio - Agalmatolito - Bentonita - Resíduos - Outros</p> | <p>Relação de Minerais Físicos Funcionais</p> <p>Amianto, attapulgita, carbonatos de cálcio natural e precipitado, organoclays, diatomita, mica, perlita, sílicas especiais, wollastonita, caulim calcinado, minerais tratados superficialmente, cenosferas e resíduos industriais com funcionalidade potencial.</p> |

Tabela IX.18 Oportunidades e desafios de base tecnológica para os minerais estudados
 Table IX.18 Opportunities and technological challenges for the minerals studied

| MINERAIS CERÂMICOS | MINERAIS FÍSICOS FUNCIONAIS |
|--|--|
| <p>OPORTUNIDADES ANCORADAS NO AUMENTO DE COMPETITIVIDADE DA CERÂMICA BRASILEIRA</p> <p>I. Aperfeiçoamentos e inovações nos processos, operações e sistemas de controle na preparação das matérias-primas minerais cerâmicas</p> <p>O projeto Plataforma foi contratado pelo MCT, no final dos anos 90, para um diagnóstico dos problemas e atrasos de base tecnológica do setor cerâmico de revestimento. Foi ali identificada uma deficiência tecnológica generalizada permeando todos os agentes desta cadeia produtiva. Os resultados do projeto deram destaque ao grande atraso tecnológico no fornecimento de matérias-primas – o grande avanço da indústria cerâmica dos anos 90 não foi observado na preparação da massa cerâmica. Os avanços só ocorreram a partir da prensa</p> <p>II. Construção de uma nova matriz mineral cerâmica para o Brasil</p> <p>Alguns técnicos entendem que para se alcançar um aumento expressivo da competitividade do setor cerâmico, que também alavanque um novo patamar de competitividade e liderança internacional, deve-se, além da otimização de processos e controles integrados, implementar uma reformulação drástica da composição das massas, evoluir para uma nova matriz mineral que otimize a relação custo/desempenho cerâmico</p> <p>Com um conceito similar outras empresas cerâmicas e fornecedoras de matérias-primas propõem a procura de novos minerais, materiais alternativos e resíduos que mudem o panorama do setor.</p> | <p>AMEAÇAS E OPORTUNIDADES ESPECÍFICAS</p> <p>TALCO: grande potencial em tintas decorativas, celulose e <i>coating</i> para papel</p> <p>CAULIM: grande potencial em tintas decorativas em substituição ao agalmatolito</p> <p>CAULIM CALCINADO: tudo a desenvolver - mercado novo</p> <p>BARITA: mercado muito vulnerável à importação de barita chinesa</p> <p>AGALMATOLITO: falta de literatura de referência, muito vulnerável a novos minerais em tintas decorativas, e grande oportunidade em plásticos, cosméticos, produtos farmacêuticos e alimentícios</p> <p>BENTONITA: muito vulnerável à importação de bentonita argentina e exaustão de reservas</p> <p>VERMICULITA: amplo mercado no Brasil para novas aplicações, oportunidades de exportação, grandes reservas em Catalão – GO</p> <p>FATORES QUE COMPROMETEM AVANÇOS E INOVAÇÕES</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Produtores carentes de tecnologias e capacitação para desenvolvimento de novas aplicações 2. Cultura de <i>commodities</i> contrária a desenvolvimentos de mercado 3. Formação profissional deficitária 4. Tecnologias e laboratórios de desenvolvimento não disponíveis para: micronização, classificação ultrafina e tratamento superficial 5. Laboratórios de caracterização funcional pouco acessíveis 6. Mercado sem acesso à literatura |
| <p>PROPOSTAS DE PROGRAMAS</p> | <p>Foram concebidos 4 programas a serem liderados por instituições de P&D que contemplem agregados de negócios, segmentos de grande volume e/ou arranjos e sistemas produtivos importantes, de modo a alavancar a produtividade. Os programas propostos estão voltados, prioritariamente, para a capacitação e modernização de produtores de 2º e 3º escalão, e devem contemplar as atividades fortes de extensão e a regionalização das atividades de P&D</p> |
| <p>I - Plataforma Minerais Cerâmicos</p> <p>Vetor A: Aperfeiçoamentos e Inovações nos processos, operações e sistemas de controle na preparação das matérias primas minerais cerâmicas</p> <p>Vetor B: Construção de uma nova matriz mineral cerâmica</p> <p>Dimensão: 10 milhões de toneladas de matérias-primas minerais</p> <p>Ação Alavancadora: Ativar Instituições-Âncora</p> <p>Fundo Verde Amarelo: Incluir matérias-primas cerâmicas</p> | <p>II - Minerais Físicos Funcionais: Novas Aplicações, Novos Produtos e Informação</p> <p>Vetor A: Desenvolver tecnologia e conhecimentos para novas aplicações funcionais em diversos segmentos industriais: papel, celulose, tintas, plásticos, borracha, cosméticos, fundição, isolantes, adsorventes, entre outros</p> <p>Vetor B: Aprimorar o desempenho dos minerais funcionais em aplicações diversas com a formatação de novos produtos (finuras, minérios selecionados, composição química, especificações com tolerâncias mais estreitas)</p> <p>Vetor C: Divulgação de tecnologias e conhecimento para produtores, consumidores e técnicos</p> <p>Ação Alavancadora: Montar Âncoras / Rede de Laboratórios: Articular Consórcios para Projetos</p> |

continuação da Tabela IX.18

| | |
|--|--|
| <p>III - Ações integradas para o desenvolvimento de Distritos Mineiros, Clusters de pequenas empresas de mineração e Clusters de demanda regional</p> <p>Temas de P&D e Extensão: Projetos-pilotos, desenvolvimento de metodologias, transferência e implantação de tecnologias de gestão, núcleos avançados, Projetos Integrados, Alianças Tecnológicas, Projetos de Extensão Mineral, projetos de caracterização tecnológica, projetos de P&D</p> <p>Dimensão: Além de demandas específicas (bentonita, minerais de pegmatitos), inúmeros outros pólos de produção mineral (rochas de revestimento e minerais diversos, rejeitos) e Centros de Demanda (materiais de construção, infra-estrutura de pequenos municípios, regiões agrícolas)</p> <p>Ação Alavancadora: Ativar Instituições Âncora Multidisciplinares</p> | <p>IV - Tecnologias de Lavra, Beneficiamento e Gestão para Pequenas Minerações</p> <p>Dimensão: As escalas de produção diagnosticadas neste estudo como típicas para o segmento dos Minerais Industriais ilustram o perfil deste setor - prevalecem pequenas operações que carecem de projetos condizentes com seu porte. O autor propõe uma nova escola que disponibilize também para as pequenas operações uma engenharia avançada e modelos de gestão e controle de alta competitividade, desenvolvidos e formatados para este porte que caracteriza a mineração brasileira de não-metálicos</p> <p>Ação Alavancadora: Selecionar, estruturar e apoiar núcleos âncora de P&D, ensino e extensão que se proponham a desenvolver este novo conceito focado nas pequenas empresas</p> |
|--|--|

Sistemas Alternativos de Classificação dos Minerais Industriais

Os parâmetros apresentados na Tab. IX.19 e na Tab. IX.20 podem complementar a caracterização e classificação dos Minerais Industriais.

Tabela IX.19 Parâmetros complementares de classificação
Table IX.19 Complementary parameters of classification

| Minerais | Preço no mercado nacional | | | Grau de competição no Brasil | | | | |
|---------------------|---------------------------|---|---|------------------------------|----------------------------------|--|-------------------------------------|-----------------------|
| | B | M | A | Não disponível no país | Importados (I) Exportados (E) | Fornecedor Único (U) Oligopólio (O) | Alta vulnerabilidade à substituição | Ampla disponibilidade |
| Agalmatolito | | • | • | | | O | • | |
| Amianto | | | • | | | U | • | |
| Ardósia | | • | • | | | | | • |
| Areia e Cascalho | • | | | | | | | • |
| Argilas Cerâmicas | • | • | | | I | | | • |
| Argilas Refratárias | | • | • | | I/E | O | | |
| Barita | | • | • | | | O | | |
| Bentonita | | • | • | | I/E | O | | |
| Atapulgita | | | | • | | | | |
| Sepiolita | | | | • | | | | |
| Boro/Boratos | | | | • | I | | | |
| Bromo/Iodo | | | | • | I | | | |
| Carbonato de Cálcio | • | • | • | | | | | • |
| Carbonato, PCC | | | • | | | O | | • |
| Caulim | • | • | • | | I/E | O | | |
| Cianita | | • | | | | U | • | |

| Minerais | Preço no mercado nacional | | | Grau de competição no Brasil | | | | |
|-----------------------|---------------------------|---|---|------------------------------|----------------------------------|--|-------------------------------------|-----------------------|
| | B | M | A | Não disponível no país | Importados (I) Exportados (E) | Fornecedor Único (U) Oligopólio (O) | Alta vulnerabilidade à substituição | Ampla disponibilidade |
| Cromita | | • | | | I | U | | |
| Diatomita | • | • | • | | I | O | | |
| Diopsídio | | • | • | | | U | | |
| Dolomita | • | • | | | | | | • |
| Enxofre | | • | | | I | | | |
| Feldspato | • | • | | | | | | • |
| Nefelina-Sienito | | | | • | | | • | |
| Leucita | • | • | | | | O | • | |
| Fluorita | | | | • | I | | | |
| Criolita | | | | • | I | | | |
| Gipsita/Gesso | • | • | • | | I | | | • |
| Grafita | | • | • | | E | U | | |
| Magnesita | | • | • | | E | O | | |
| Mica | | • | • | | I | | | |
| Nitrato de Sódio | | | | • | I | | | |
| Óxido de Ferro | • | • | • | | | | | • |
| Olivina | | | | • | | | • | |
| Pedras Britadas | • | | | | | | | • |
| Pedras Nat. Revest. | • | • | • | | | | | • |
| Mármore/Granito | | | • | | E | | | • |
| Pedra Pome | | | | • | I | | • | |
| Pirita | | • | | | | | | |
| Potássio, Cloreto | | | • | | I | U | | |
| Pirofilita | | | | • | | | | |
| Quartzo (cristal) | | • | • | | E | O | | |
| Rocha Fosfática | | • | • | | I | O | | |
| Rochas Calcárias | • | | | | | | | • |
| Cal | | • | | | | | | • |
| Sal | | • | | | I/E | | | • |
| Sílicas Especiais | | | • | | I | O | | |
| Areia Industrial | • | • | | | | | | |
| Talco | | • | • | | I | O | | |
| Vermiculita | | • | • | | I | O | | |
| Perlita | | | | • | I | | • | |
| Wolastonita | | | | • | I | | | |
| Zeólitas | | | | • | I | | | |
| Minerais de Mn | | • | | | | | | |
| Minerais de Antimônio | | | | • | I | | | |

B: R\$ 5 a 50 por tonelada FOB produtor

M: R\$ 51 a 200 por tonelada FOB produtor

A: acima de R\$ 201

Tabela IX.20 Parâmetros complementares de classificação
 Table IX.20 Complementary parameters of classification

| Minerais | Grau de competição internacional | | | |
|---------------------|---------------------------------------|---|--|------------------------------|
| | Oligopólios domínio de grandes grupos | 10 maiores líderes em valor no comércio internacional | 10 maiores líderes em volume no comércio internacional | Presença importante da China |
| Amianto | • | | | |
| Argilas Cerâmicas | | | • | • |
| Argilas Refratárias | | | | • |
| Barita | | | | • |
| Bentonita | | • | | |
| Atapulgita | | | | |
| Sepiolita | • | • | | |
| Boro/Boratos | • | | | |
| Bromo/Iodo | | | | |
| Carbonato de Cálcio | • | | | |
| Carbonato, PCC | • | | | |
| Caulim | | | • | |
| Cianita | | | | |
| Cromita | | | | |
| Diatomita | • | • | | |
| Feldspato | | | • | |
| Nefelina-Sienito | • | | | |
| Fluorita | | | • | • |
| Gipsita | | | | |
| Grafita | • | • | | • |
| Magnesita | | | • | • |
| Mica | | • | | |
| Nitrato de Sódio | | | • | |
| Olivina | | | | |
| Mármore/Granito | | • | • | |
| Potássio, Cloreto | | | • | |
| Pirofilita | | | | |
| Rocha Fosfática | | | • | |
| Cal | • | | | |
| Sal | | | • | |
| Sílicas Especiais | | • | | |
| Areia Industrial | | | | |
| Talco | • | | | • |
| Vermiculita | | • | | • |
| Perlita | | | | |
| Wolastonita | | • | | • |
| Zeólitas | | • | | |

Oportunidades e tendências

Os Minerais Industriais são um novo nicho de oportunidades da mineração brasileira. Em tese, o Brasil poderá reviver as altas taxas de crescimento, acima de 20% ao ano, que os países desenvolvidos experimentaram com Minerais Industriais nos anos 70 e 80. Várias iniciativas empresariais e governamentais já prenunciam uma arrancada no crescimento dos negócios com Minerais Industriais. Várias empresas, de porte pequeno a grande, estão-se adequando para novas fases de expansão de participação no mercado. Investidores estão descobrindo a diversidade de opções de investimento e a atratividade dos negócios com Minerais Industriais.

As oportunidades de crescimento dos negócios com Minerais Industriais estão apoiadas em três grandes pilares, conforme apresentação que se segue e a ilustração da Fig. IX.9.

Aumento da Competitividade dos Pólos Regionais

Na consolidação de oportunidades, órgãos de fomento e apoio governamental passam a contemplar os Minerais Industriais e os pequenos empreendimentos, uma inovação ante a visão clássica de desenvolvimento exclusivo pela grande mineração. O desenvolvimento dos *clusters* de pequenas empresas e o



Figura IX.9 – Os novos contornos de oportunidades para Minerais Industriais no Brasil

Figure IX.9 – New opportunities for Industrial Minerals in Brazil

aumento da competitividade dos distritos mineiros com grande potencial de mercado serão focos de fomento. Antecipa-se que o fomento conseguirá identificar mecanismos para ampliar o conhecimento geológico nas áreas de lavra – um dos grandes limitadores para que a pequena empresa deslanche e para que estes distritos mineiros sejam mais valorizados pelos investidores. Adicionalmente, é crescente a regionalização no fornecimento mineral. As matérias-primas tendem a viajar menos. Um dos casos mais notáveis é a indústria cerâmica que tem revisto sua matriz de insumos de modo a trabalhar com fontes mais próximas de matéria-prima. O Pólo Cerâmico de Santa Gertrudes é o caso mais extremo, baseado nos depósitos da massa monomineral – o argilito de Corumbataí já descrito anteriormente. A nova estruturação logística no Brasil, com o aumento da competitividade dos sistemas ferroviários e portuários, consolida a atração de pólos regionais de alta competitividade.

O Foco na Pequena Mineração

Empresários da mineração e novos investidores descobrem que os negócios de pequeno e médio porte são uma oportunidade para a retomada do desenvolvimento sustentado

da mineração no País. Desenvolvem-se uma nova engenharia para a pequena mineração e um novo modelo de gestão da capacitação empresarial que se coaduna aos desafios do mercado à sua escala e capacidade financeira – a contratação de talentos técnico-gerenciais multifuncionais.

A Mineração Clássica é Expandida para Negócios de Base Mineral

Este novo conceito, ainda na vanguarda da estratégia empresarial, amplia os contornos da mineração clássica, por priorizar a maior aderência à cadeia produtiva, agregando maior valor ao negócio mineral, contra a visão clássica que tradicionalmente prioriza apenas o operacional e os contratos de *commodities*.

A Tab. IX.21 e a Fig. IX.10 apresentam os grandes blocos de oportunidades para os Minerais Industriais no País que estarão sendo explorados nesta próxima década.

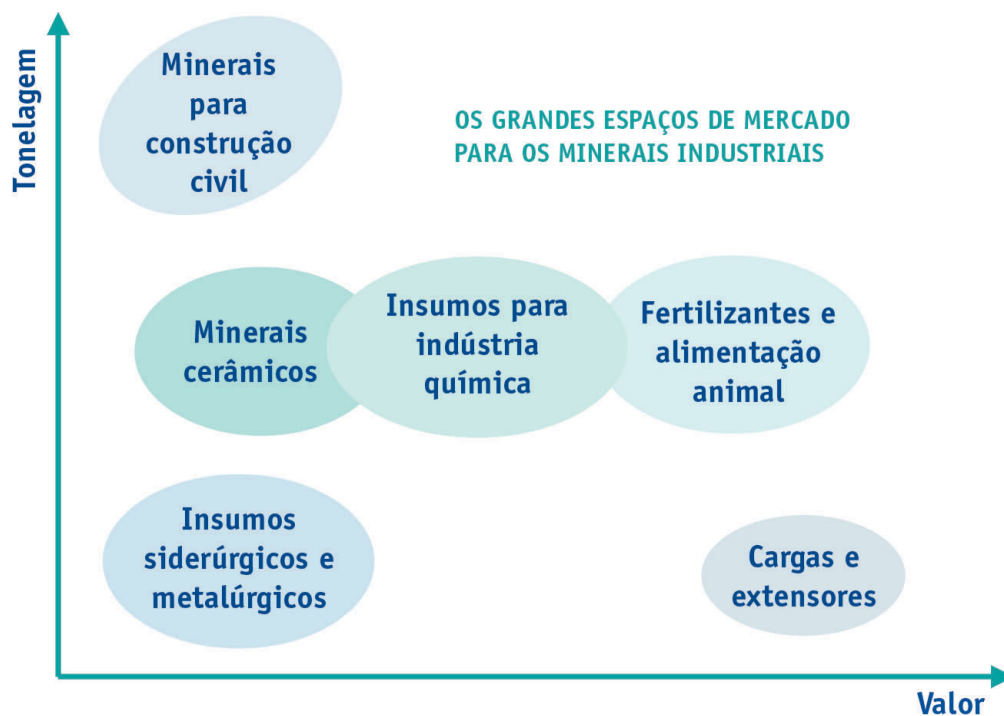


Figura IX.10 – Os grandes espaços de mercado para os Minerais Industriais

Figure IX.10 – Market opportunities for Industrial Minerals

Tabela IX.21 Quadro consolidado de oportunidades, ameaças e tendências do mercado brasileiro
 Table IX.21 Consolidated table of opportunities, threats and trends of the Brazilian market

| Grandes alvos estratégicos | Oportunidades | Desafios | Tendências |
|---|--|---|--|
| Transformações no perfil da demanda de minerais industriais pelos grandes pólos industriais | Garantia de Desempenho dos Produtos Minerais Fornecimento Satélite Assistência técnica avançada | Aporte de Tecnologia | Ampliação do <i>market-share</i> de fornecedores mais qualificados e com maior intimidade com o mercado consumidor |
| Crescente regionalização no fornecimento mineral | Revisão na logística de fornecimento de argilas e feldspato cerâmico Revisão da Matriz Mineral Cerâmica em Novos Pólos | Recursos para Investimento | Entrada de Grandes Grupos de Investidores |
| Pólos regionais e logísticos de base mineral | Pólos de Materiais de Construção Novos Pólos Cerâmicos de Pequeno e Grande Porte Valorização de <i>Clusters</i> Pólos Exportadores | Recursos para Investimento | Projetos Liderados por Incentivos Oficiais |
| Aquisições | Consolidação de Pequenas Empresas em Empreendimentos Multiminerais Valorização de Depósitos Subaproveitados Aporte de Tecnologia de Produto e <i>Marketing</i> em Joint Ventures | Investimentos para ampliação das reservas visando à viabilização e à valorização de negociações | Entrada de Grupos Internacionais de Médio Porte |
| Projetos de verticalização | Massa Cerâmica Fertilizantes, rações e novos materiais industriais Compostos e Formulações Pré-dispersos | Alianças de Mercado | Oportunidades Exploradas por Novos Investidores |
| Inovações de produtos e serviços | Produtos com Diferencial de Desempenho Processamento de Partículas Finas Sistemas Logísticos Avançados <i>Slurry</i> e Plantas Satélites | Carência de Tecnologia de Produto | Crescimento da Presença de Grupos Internacionais |
| Minerais para exportação | Maiores potenciais: caulim, pedras ornamentais, gipsita, diatomita, vermiculita, grafita, mica | Competitividade empresarial e logística | Duplicação do volume de exportação nos próximos 5 anos. Aquisição de depósitos de classe mundial por grupos internacionais |
| Substituição de importações | Minerais com maior potencial de substituição por produtos nacionais: bentonita, rocha fosfática, feldspato, gipsita, diatomita, talco, argilas cerâmicas, caulim calcinado | Conhecimento geológico e tecnologia | 50% de substituição nos próximos 5 anos |

Referências Bibliográficas

- Chiodi, C. 2002. Rochas ornamentais e de revestimento: a nova idade da pedra. *In: IBRAM, II Congresso Brasileiro de Mina a Céu Aberto. Anais*, Belo Horizonte. 5p.
- Ciminelli, R.R. 1997. Minerais industriais – a geologia com o foco no mercado. *In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (coords.), Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM IV(B):1-5.
- Ciminelli, R.R.1992. *Industrial minerals '92: opportunities and trends*, ABTM, Belo Horizonte, 162p.
- Crossley, P. 2001. The real deal. Brazil's industrial minerals: markets & supply. *Industrial Minerals*, Aug, 26-49.
- Eckert, C.H. 1985. Extender and filler pigments versus other industrial minerals-what it takes to succeed. Pigments & Extenders, *Industrial Minerals*, supplement, May, 61-65.
- Harben, P. W. 1999. *The industrial minerals handbook*, 3rd. Ed., Industrial Minerals Information Ltd., Surrey, U.K., 296p.

Nota Biográfica dos Autores



Renato Ciminelli. Eng. Químico (UFMG/1976), Mestrado em Eng. Cerâmica (Pennsylvania State University, EUA/1983), MBA Gestão Estratégica (USP/1994). É consultor e conferencista de marketing, tecnologia e gestão para minerais e materiais industriais. Em 25

anos de carreira, foi consultor de inúmeros projetos e empresas do segmento mineral sobre o estado da arte dos minerais industriais no Brasil, do perfil técnico e gerencial de produtores e consumidores. Foi diretor da Associação Brasileira de Polímeros no período 89–93. Em 2002 lançou um site sobre o mercado mineral brasileiro www.mercadomineral.com.br.

E-mail: ciminelli@terra.com.br

Recursos Minerais Energéticos: Petróleo

Energy Mineral Resources: Petroleum

Edison José Milani e Laury Medeiros de Araújo

PETROBRAS

Summary

Petroleum exploration in Brazil has a long history, starting in pre-Republican times. In 1858, Emperor Dom Pedro II signed concessions for exploration of coal, peat and bitumen. Petroleum and gas seeps have been known since the 19th century, in outcrops of the Cretaceous rocks of the Recôncavo and Camamu basins, Bahia State; in the Paleozoic sequences of the Paraná Basin, Southern Brazil; and in Maranhão State, Northern Brazil, in outcrops of Cretaceous strata of the Barreirinhas and São Luís basins.

From these pioneer times on petroleum exploration in Brazil has gone through several phases, each one strongly controlled by the state of geological knowledge, the growing demand for petroleum-derived fuels, the availability of federal resources for investment, the variation of petroleum prices in the international market, and more recently, by the new Brazilian petroleum law, which ended the state monopoly in the sector.

The starting point of the Brazilian petroleum industry was the creation of PETROBRAS, in 1953. This company traced a successful exploration history starting with the onshore basins, migrated towards the sea and reached progressively new frontiers in the deep water domains, defining benchmarks in this challenging region of the continental margin basins.

Brazil is a very large country, encompassing a sedimentary area of about 6.5 million square kilometers, including several, prospectable Proterozoic to Tertiary basins. The continuous activity revealed several producing provinces. Initial activities were conducted in the Northeast region, where the Recôncavo and Sergipe–Alagoas basins sustained Brazil's production up to the end of the 60's.

In the 70's exploration migrated towards the sea, in an irreversible way. In 1974, the discovery of the Garoupa Field in the shallow waters domain of the Campos Basin strongly marked Brazilian petroleum history, and just a few years later that area was consolidated as a world-class petroleum province.

Eight provinces are actually responsible for domestic petroleum production in Brazil: Solimões, Ceará, Potiguar, Sergipe–Alagoas, Recôncavo, Espírito Santo, Campos and Santos basins. On a smaller scale, production was obtained also in the Barreirinhas and Tucano onshore basins, as well as in the Paraná Basin, where petroleum is obtained in a non-conventional way by the industrialization of the bituminous shales of the Permian Irati Formation.

Paleozoic petroleum is produced in the Solimões Basin, in the heart of the Amazon jungle. The petroleum system in that area includes Devonian source rocks, whose maturation history was deeply affected by Mesozoic igneous intrusions. Reservoirs are Late Carboniferous, eolian and marginal

marine sandstones. Traps are reverse fault-related folds, that were provided by the development of an intraplate strike-slip zone during the Mesozoic.

In the Brazilian Mesozoic basins, several petroleum systems have already been characterized (Katz and Mello 2000). Neocomian lacustrine black shales are major source rocks in the Recôncavo and Potiguar basins, and their petroleum was mostly accumulated in sandstones of Neocomian age too.

Neocomian–Barremian source rocks are recognized as responsible for generating 3/4 of Brazilian petroleum known at this date. The Lagoa Feia Formation in the Campos Basin includes highly productive sources of saline lacustrine environment, and its petroleum was mostly trapped by gigantic Late Cretaceous to Tertiary sandy turbiditic bodies.

Black shales associated with the Aptian evaporitic sequence, accumulated during the transitional phase in the evolution of the Brazilian marginal basins, are also important source rocks. They revealed to be effective sources in the Ceará, Potiguar and Sergipe–Alagoas basins, in Northeastern Brazil. Deltaic sandstones (aged between Aptian and Eocene) are reservoirs for this system.

The Albian carbonate sequence includes a fourth package of source rocks in the Brazilian margin. In the Espírito Santo Basin, black shales and marlstones of the Regência Formation sourced the reservoir facies of the Albian carbonates, as well as to Late Cretaceous marine sandstones.

Senomanian–Turonian marine shales also contributed as source rocks in some areas. In the Santos and Sergipe–Alagoas basins, these rocks supplied petroleum to various levels of reservoirs, from Albian carbonates to Tertiary turbidite sandstones.

Non-conventional oil production is obtained in Southern Brazil. In São Mateus do Sul County, the Permian Irati Formation of the Paraná Basin sustains an industrial plant where these immature bituminous shales, submitted to the Petrosix process, provide oil and gas.

The 457 petroleum accumulations already discovered in Brazil, being 283 in land and 174 offshore, hold proven reserves of about 7.1 billion barrels of oil and 228 billion cubic meters of natural gas (Brandão and Guardado 1998). Daily domestic production reached 1.5 million barrels in March, 2002.

Introdução

No Brasil, a história da pesquisa petrolífera remonta a meados do século XIX. Exsudações de petróleo e gás eram então conhecidas em várias regiões do País: na Bahia, em afloramentos na Bacia do Recôncavo; em São Paulo, Paraná e Santa Catarina, na Bacia Paraná; no litoral baiano de Ilhéus, Bacia de Camamu; e no Estado do Maranhão, em áreas das Bacias de São Luiz e Barreirinhas. Os primeiros registros documentados acerca do tema prospecção petrolífera referem-se a duas concessões outorgadas a particulares em 1858 pelo Imperador Dom Pedro II, para a pesquisa e a mineração de carvão, turfa e betume (Brandão e Guardado, 1998).

A partir de então, na exploração do petróleo brasileiro, sucederam-se diversos períodos e diversas fases, fortemente condicionadas pela evolução do conhecimento geológico, pelo aumento continuado da demanda por derivados de petróleo, pela disponibilidade de recursos financeiros, pela variação dos preços internacionais e eventuais “choques” provocados por sua elevação e, mais recentemente, pelas mudanças na regulamentação do setor.

O marco inicial da história da indústria petrolífera no Brasil é dado pela criação da Petróleo Brasileiro S.A., em 1953. A PETROBRAS, exercendo o monopólio constitucional da União neste segmento da indústria, consolidou trajetória exploratória de sucesso que começou nas bacias terrestres, migrou para o mar, avançou com sucesso para as regiões de águas profundas

(com cotas batimétricas entre 400 e 2.000 metros). Desde 1999, atua em uma desafiadora etapa na fronteira prospectiva da região batial da margem continental, com mais de 2.000 metros de lâmina d'água, designada como o domínio de águas ultraprofundas.

Com suas enormes dimensões, em que se inclui uma área sedimentar total de aproximadamente seis milhões e meio de quilômetros quadrados, a porção emersa do território brasileiro exhibe uma diversidade de bacias prospectáveis (Fig. X.1), sejam proterozóicas, paleozóicas, cretácicas ou terciárias, algumas parcial ou totalmente inexploradas, distribuindo-se por 4.880.000 km². O restante da área sedimentar localiza-se na Plataforma Continental, onde 1.550.000 km² se distribuem por bacias sedimentares cretácico-terciárias de Margem Atlântica, até a cota batimétrica de 3.000 metros, a partir do extremo sul, em águas territoriais limítrofes com o Uruguai, até o norte terminal, na fronteira com a Guiana Francesa. A região de águas profundas a ultraprofundas das bacias brasileiras abrange 780.000 km² entre as cotas batimétricas de 400 e 3.000 metros.

Nesse contexto geológico particular, a partir da criação da PETROBRAS, uma continuada atividade exploratória revelaria a existência de várias províncias petrolíferas no território nacional. As descobertas concentraram-se inicialmente na Região Nordeste, tendo as bacias do Recôncavo e de Sergipe–Alagoas sustentado a produção petrolífera no País até o final da década de 60.

A partir dos anos 70, a busca de petróleo nas bacias marítimas assumiria um ritmo irreversível. Em 1974, a descoberta do Campo de Garoupa marcaria indelevelmente a história da indústria petrolífera brasileira: entrava em cena a Bacia de Campos, uma área com significado maiúsculo em termos de desenvolvimento tecnológico e de sucessivas conquistas exploratórias. O cumulativo de quase trinta anos de atividades nesta bacia se traduz em imensas reservas de óleo descobertas e disponibilizadas ao mercado nacional.

Mas, se a escala das reservas descobertas em Campos impressiona, ela não deve ofuscar conquistas obtidas em outras bacias; exemplo disso são as expressivas acumulações de gás e condensado na Bacia do Solimões, no coração da selva amazônica, uma área trabalhada persistentemente durante décadas até se alcançar o primeiro sucesso exploratório.

Neste capítulo, serão mostradas as diferentes províncias petrolíferas do Brasil, arranjadas genericamente de norte para sul. Breves comentários sobre os diferentes sistemas petrolíferos atuantes nas áreas produtoras serão seguidos pela descrição de algumas acumulações, selecionadas por serem representativas de cada uma das bacias petrolíferas do País.

Províncias Petrolíferas do Brasil

Oito províncias respondem, hoje em dia, pela produção doméstica de petróleo no Brasil, incluídas nas bacias Solimões, Ceará, Potiguar, Sergipe–Alagoas, Recôncavo, Espírito Santo, Campos e Santos (Fig. X.1). Em pequena escala, produção petrolífera também foi alcançada nas bacias terrestres de Barreirinhas (MA) e do Tucano (BA). Cerca de quatro mil barris de petróleo por dia são obtidos de maneira não-convencional em São Mateus do Sul – PR, por meio da mineração e retortagem do folhelho betuminoso da Formação Irati, na Bacia Paraná.

Petróleo paleozóico em volumes comerciais foi encontrado, até o presente momento, apenas na Bacia do Solimões. O sistema petrolífero lá constatado inclui rochas geradoras do Devoniano (Eiras, 1998), cujos folhelhos foram rochas de potencial gerador bastante elevado em suas condições de acumulação originais, sendo esta uma característica inerente a estratos devonianos em diversas regiões do Planeta. Entretanto, a complexa história térmica a que foram submetidas essas rochas, em função dos episódios magmáticos

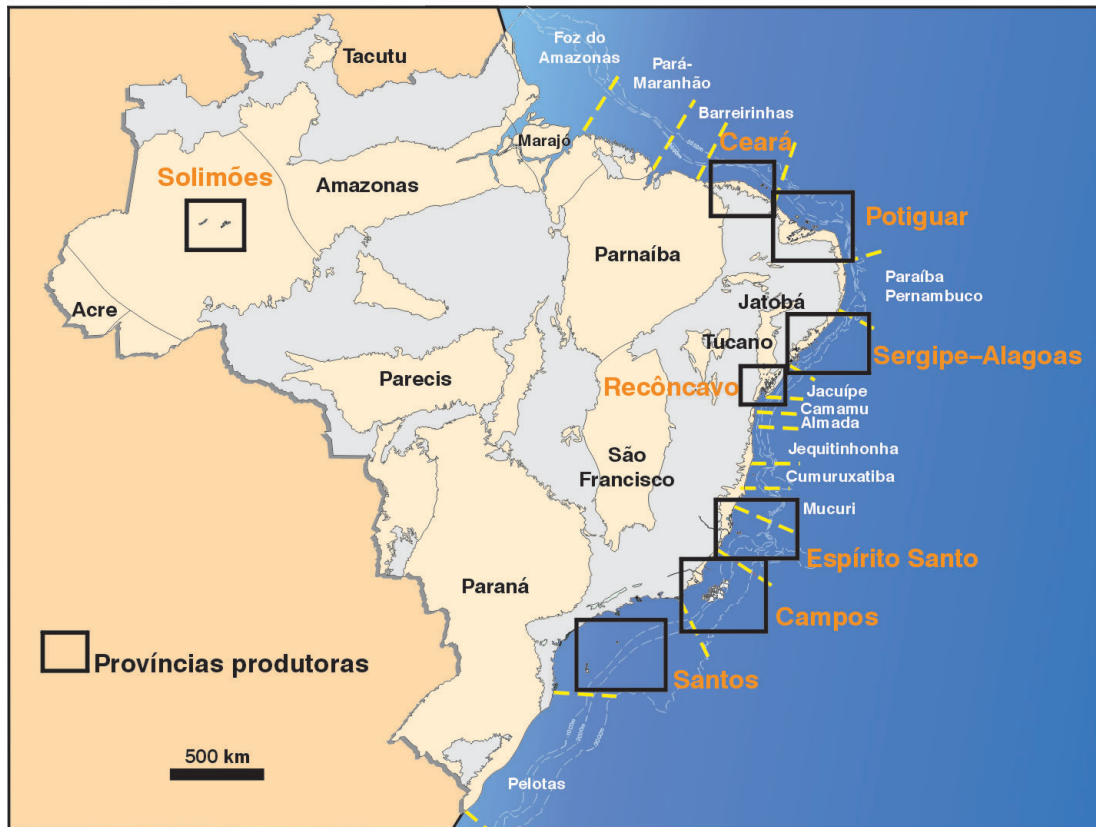


Figura X.1 – Mapa das bacias sedimentares brasileiras, com indicação das províncias produtoras de óleo e gás no País. Na Bacia do Paraná, o petróleo é obtido de forma não-convencional, pela industrialização do folhelho betuminoso da Formação Irati

Figure X.1 – Maps of sedimentary basins of Brazil, indicating oil and gas producing provinces. In Paraná Basin, oil is obtained by a non-conventional method, the industrialization of the bituminous shale from Irati Formation

que afetaram a bacia durante o Mesozóico, limitou em alguns aspectos a prospectividade da área em termos de sua capacidade para preservar petróleo no estado líquido, devido ao intenso craqueamento secundário do óleo para hidrocarbonetos gasosos. Os reservatórios principais na bacia são arenitos neocarboníferos da Formação Juruá.

Nas bacias mesozóicas, diversos sistemas petrolíferos já foram estabelecidos (Katz e Mello, 2000). As rochas lacustres de idade neocomiana constituem importante sistema gerador em algumas das bacias brasileiras; esse é o caso da Formação Pendência da Bacia Potiguar e da Formação Candeias da Bacia do Recôncavo. O petróleo por elas gerado encontra-se acumulado principalmente em corpos arenosos também do Neocomiano.

Um segundo sistema de rochas geradoras, de idade neocomiana-barremiana, é representado pelos folhelhos calcíferos de ambiente lacustre salino das formações Lagoa Feia da Bacia de Campos e Cricaré da Bacia do Espírito Santo. Em importância relativa, trata-se do sistema gerador responsável pela origem de três em cada quatro barris de petróleo já descobertos no País. Esse óleo encontra-se acumulado principalmente em leques turbidíticos do Neocretáceo e Terciário e, secundariamente, em carbonatos albianos.

Os folhelhos pretos associados ao pacote evaporítico, acumulados durante a fase transicional da evolução da margem continental atlântica, no Aptiano, constituem outra importante seção geradora. Encontram-se nas formações Mundaú da Bacia

do Ceará, Alagamar da Bacia Potiguar e Muribeca da Bacia de Sergipe–Alagoas. Os reservatórios principais que acumulam esses hidrocarbonetos são arenitos deltaicos com idades entre o neoplioceno e o eoceno.

Intervalos organicamente ricos da seqüência carbonática albiana constituem o quarto sistema gerador, já reconhecido em alguns segmentos da margem brasileira. Na Bacia do Espírito Santo, folhelhos pretos e margas da Formação Regência representam importante rocha geradora, e o petróleo dela derivado foi armazenado em fácies porosas da própria seqüência carbonática albiana e em arenitos neocretácicos.

Os folhelhos marinhos do cenomaniano-turoniano também contribuíram como geradores em algumas das bacias brasileiras. Na Bacia de Santos (Formação Itajaí Açú) e na Bacia Sergipe–Alagoas (Formação Barra de Itiúba), essas rochas alimentaram vários reservatórios, dos carbonatos albianos a turbiditos do terciário.

As 457 acumulações já descobertas no País, sendo 283 terrestres e 174 marítimas, guardam reservas provadas (ANP, 2001) da ordem de 8,5 bilhões de barris de óleo (Fig. X.2) e 221 bilhões de metros cúbicos de gás natural (Fig. X.3). A produção nacional diária alcançou 1 milhão e quinhentos mil barris em março de 2002. Acumulações de gás, ainda não desenvolvidas, foram descobertas nos últimos anos nas bacias paleozóicas do Amazonas e do Paraná e na Bacia de Camamu, na plataforma continental defronte ao Estado da Bahia, credenciando estas bacias entre as áreas a serem em breve incluídas no rol das províncias produtoras do Brasil.

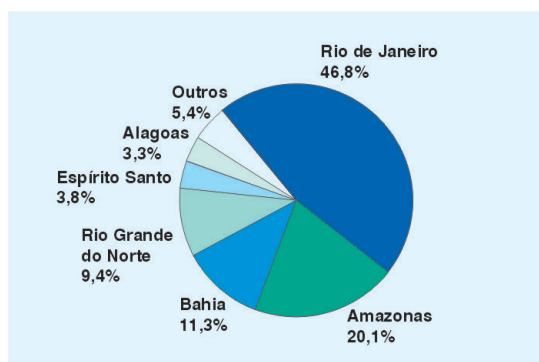


Figura X.2 – Distribuição percentual por Unidades da Federação das reservas provadas de petróleo no Brasil, que totalizam 8,5 bilhões de barris (ANP, 2001)

Figure X.2 – Percent distribution of proven reserves of oil by states of Brazil, which totals 8.5 billion barrels (ANP, 2001)

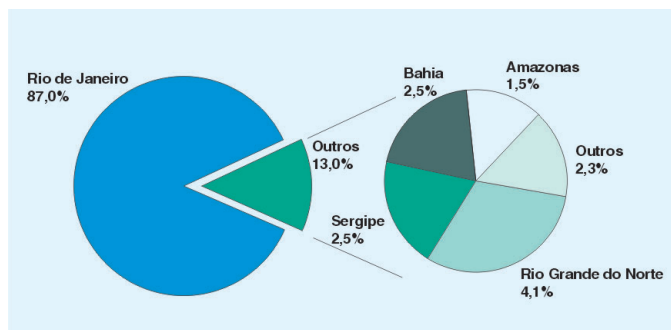


Figura X.3 – Distribuição percentual por Unidades da Federação das reservas provadas de gás natural no Brasil, que totalizam 221 bilhões de metros cúbicos (ANP, 2001)

Figure X.3 – Percent distribution of proven reserves of natural gas by states of Brazil, which totals 221 billion of cubic meters (ANP, 2001)

Bacia do Solimões

A Bacia do Solimões situa-se na porção norte do Brasil, sob a selva amazônica, compreendendo área sedimentar de mais de 600.000 km² (Fig. X.4). A ocorrência de pacotes sedimentares paleozóicos, não-aflorantes, restringe-se a dois terços de sua área total, uma vez que, com a evolução mesozoica do continente, esta seção mais antiga ficou sotoposta a um pacote arenoso continental de idade cretácica a recente. Em conjunto com a Bacia do Amazonas, a Bacia do Solimões constitui ampla calha intracratônica com 2.500 km de comprimento, 500 km de largura e até 5.000 m de profundidade (Milani e Zalán, 1998).

Atividades exploratórias têm sido executadas na Bacia desde os anos 50. Inicialmente, poços estratigráficos eram perfurados às margens dos rios. Em 1975, aconteceu a primeira campanha de levantamento de dados sísmicos. Em 1978, foi constatada a primeira acumulação de gás, na área do Rio Juruá; em meados dos anos 80, foi descoberta a província de gás e óleo do Rio Urucu. Até o presente, foram descobertas 11 acumulações de gás e 3 campos de óleo e gás na bacia, com reservas de óleo de 132 milhões de barris e de gás alcançando 44 bilhões de m³ (ANP, 2001); trata-se da segunda reserva de hidrocarbonetos atualmente disponível nas bacias brasileiras.

Sistema Petrolífero Jandiátuba–Juruá

Os folhelhos do Frasniano–Famenniano (Neodevoniano) da Formação Jandiátuba (Fig. X.5) constituem os geradores do gás e óleo da província petrolífera da Bacia do Solimões (Eiras, 1998). Trata-se de rochas com teores de carbono orgânico variando entre 2% e 8%, compondo seção sedimentar com espessura entre 10 e 50 m. Dados de maturação indicam uma destacada influência do calor de corpos ígneos mesozóicos na história térmica da área, conseqüentemente na geração e na expulsão de petróleo da seção geradora, bem como no craqueamento *in situ* de acumulações previamente formadas (Camoleze *et al.* 1990). O contato gerador–reservatório é direto, estando este posicionado estratigraficamente acima do primeiro, condição que favorece sobretudo os processos de migração.

Os reservatórios dessa província petrolífera são arenitos da Formação Juruá, de idade neocarbonífera, que exibem espessuras de até 40 m. Um selo efetivo é provido pelos evaporitos neocarboníferos da Formação Carauari. A trapa é predominantemente do tipo estrutural, na forma de anticlinais associados a falhas reversas de direção predominantemente SW–NE, que se inserem no Megacisalhamento do Solimões (Caputo e Silva, 1990), proeminente cinturão de deformação transcorrente intraplaca, de orientação E–W, originado durante o Jurássico–Cretáceo e que se desenvolve ao longo da calha

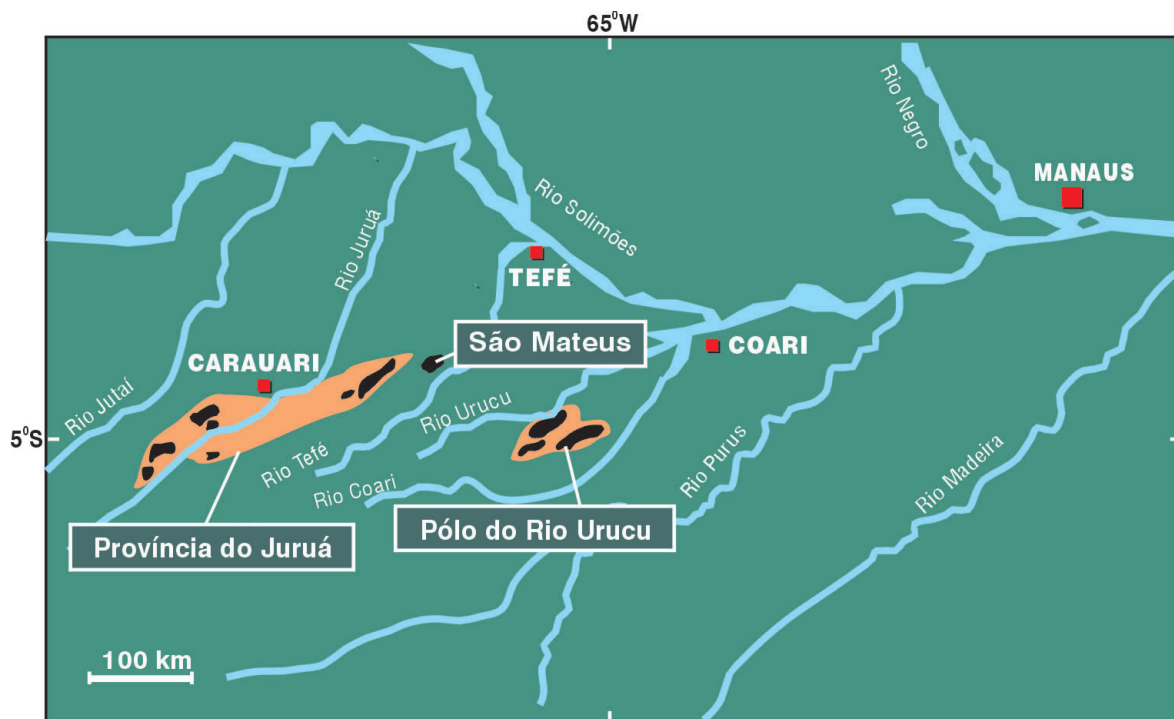
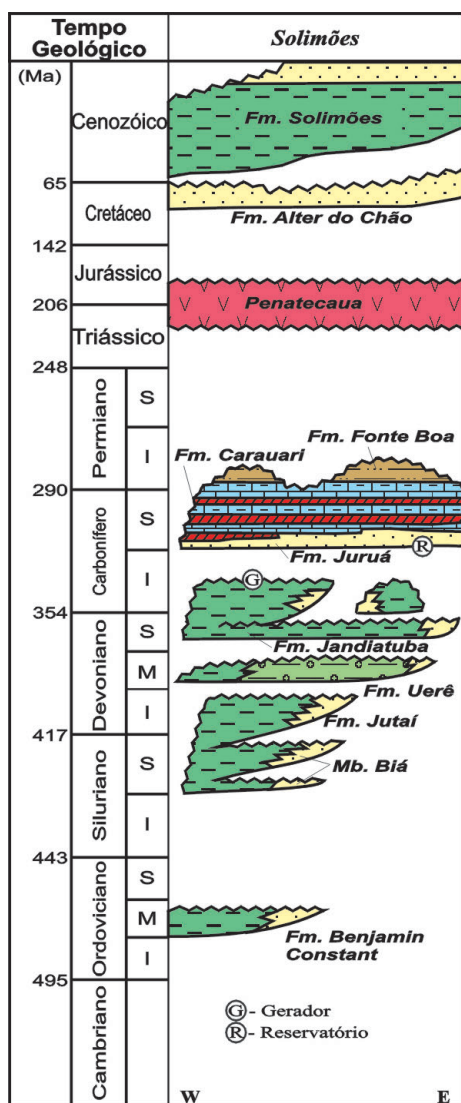


Figura X.4 – Bacia do Solimões, com a localização das principais acumulações petrolíferas já descobertas e a área produtora do Pólo do Rio Urucu

Figure X.4 – Solimões Basin showing the principal oil accumulations discovered so far and the producing area of Urucu river polo



sedimentar paleozóica desde os limites ocidentais da Bacia do Solimões até as proximidades do Arco de Purus, já no limite com a Bacia do Amazonas. As principais acumulações da província são Rio Urucu, Juruá, Nordeste de Juruá, Sudoeste de Urucu, Igarapé Marta, São Mateus e Leste de Urucu.

Pólo de Rio Urucu

A perfuração do pioneiro 1-RUC-1-AM, em 1986, revelaria a primeira descoberta comercial de óleo em rochas paleozóicas no Brasil, na Bacia do Solimões, a cerca de 600 km a W-SW de Manaus. As jazidas dessa área, hoje arranjadas em pólo de produção, incluem Rio Urucu, Leste de Urucu, Sudoeste de Urucu e Igarapé Marta, em uma área total excedendo os 100 km².

As estruturas portadoras de petróleo resultaram de atividade tectônica transpressional e conformam-se como anticlinais assimétricos associados a falhas reversas (Fig. X.6), individualmente com áreas em torno de 15 km². A coluna de

LITOLOGIA



Figura X.5 – Carta estratigráfica da Bacia do Solimões, com indicação dos elementos do sistema petrolífero atuante na área (mod. de Milani e Thomaz Filho, 2000). Simbologia litológica válida para todas as figuras

Figure X.5 – Stratigraphic chart of Solimões Basin indicating the elements of the petroleum system acting on the area (mod. from Milani and Thomaz Filho, 2000). Lithology symbols are valid for all figures

óleo alcança 20 m e é recoberta por uma capa de gás com até 80 m de espessura; a acumulação de líquido, na realidade, tem uma geometria em anel circundando a culminância estrutural da região, na forma de uma jazida com grande área de ocorrência e delgada espessura (Yokota *et al.* 2001). A área do Pólo de Rio Urucu inclui reservas de 45 milhões de barris de óleo, 16 milhões de barris de condensado e 14 bilhões de m³ de gás (Kinzel *et al.* 1996).

A produção de óleo e gás no Pólo de Rio Urucu se dá a partir de reservatórios neocarboníferos da Formação Juruá. Essa unidade inclui depósitos arenosos eólicos e de planície de maré como as fácies de melhores características permoporosas, com porosidade média da ordem de 18%. O óleo tem densidade de 41° API*, sendo produzido juntamente com condensado (60 a 70° API) e gás (80% metano, etano e propano; Camoleze *et al.* 1990).

A principal zona produtora na área, conhecida como Juruá-70, encontra-se em torno de 2.400 m de profundidade e caracteriza-se pelo excelente selecionamento granulométrico e boa continuidade lateral. Delgadas intercalações de anidrita, folhelho e marga, de ampla distribuição, constituem bons

*Nota dos editores: Classificação adotada pelo American Petroleum Institute API, definida como: $N_{API} = (141,5/f) - 131,5$ onde f é a densidade do petróleo à 15,6°C. Abaixo de 15°API o petróleo é considerado pesado. Acima de 25 é classificado como leve. (Fonte: Osvaldo de O. Duarte. 1997. *Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia*. Rio de Janeiro, SBGF/PETROBRAS, 304p).

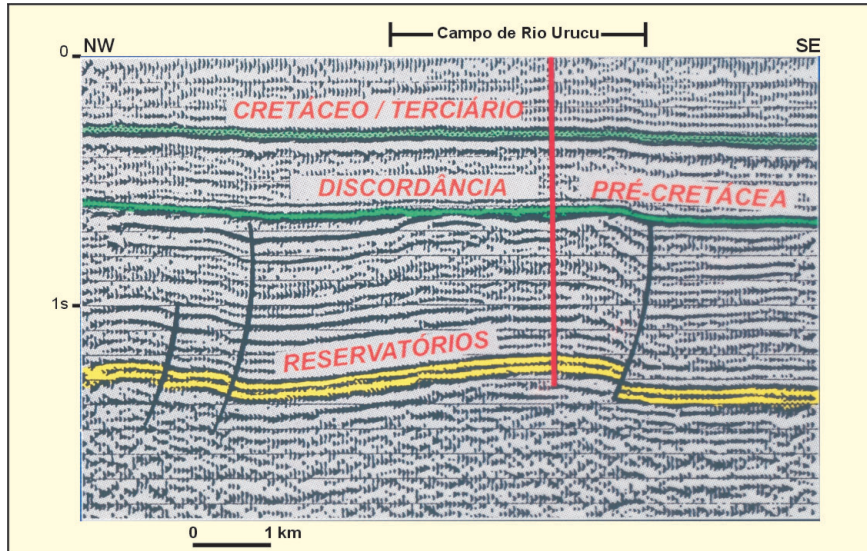


Figura X.6 – Seção sísmica de reflexão, representativa do estilo estrutural característico na área do Campo de Rio Urucu, Bacia do Solimões. Notar os dobramentos associados a falhas reversas, que constituem as armadilhas de petróleo naquela área

Figure X.6 – Reflexion seismic section representing the structural style characteristic of the Rio Urucu area, Solimões Basin. Note the unfolding associated to reverse faults, which constitute the oil traps in the area

marcos estratigráficos para o zoneamento dos reservatórios (Kinzel *et al.* 1996). O mecanismo de produção de óleo nas jazidas do Pólo de Rio Urucu, que se dá por surgência, é por expansão da extensa capa de gás, com influência pouco expressiva do aquífero sotoposto.

Bacia do Ceará

A Bacia do Ceará é compartimentada em sub-bacias, separadas por expressivas feições estruturais. As sub-bacias de Piauí–

Camocim, Acaraú e Icarai, no conjunto, somam cerca de 20.000 km², e nelas ainda não foram realizadas descobertas comerciais de hidrocarbonetos.

A sub-bacia de Mundaú, a mais oriental delas, abrange a área de aproximadamente 12.000 km², limitando-se a oeste com a sub-bacia de Icarai na Plataforma de Aracati e a leste com a Bacia Potiguar no Alto de Fortaleza (Fig. X.7). A exploração petrolífera nesta sub-bacia teve início no final dos anos 60. A primeira acumulação comercial de óleo foi descoberta em 1977. A reserva atual da Bacia do Ceará é de 90 milhões de barris de óleo e de 1,6 bilhões de m³ de gás (ANP, 2001).

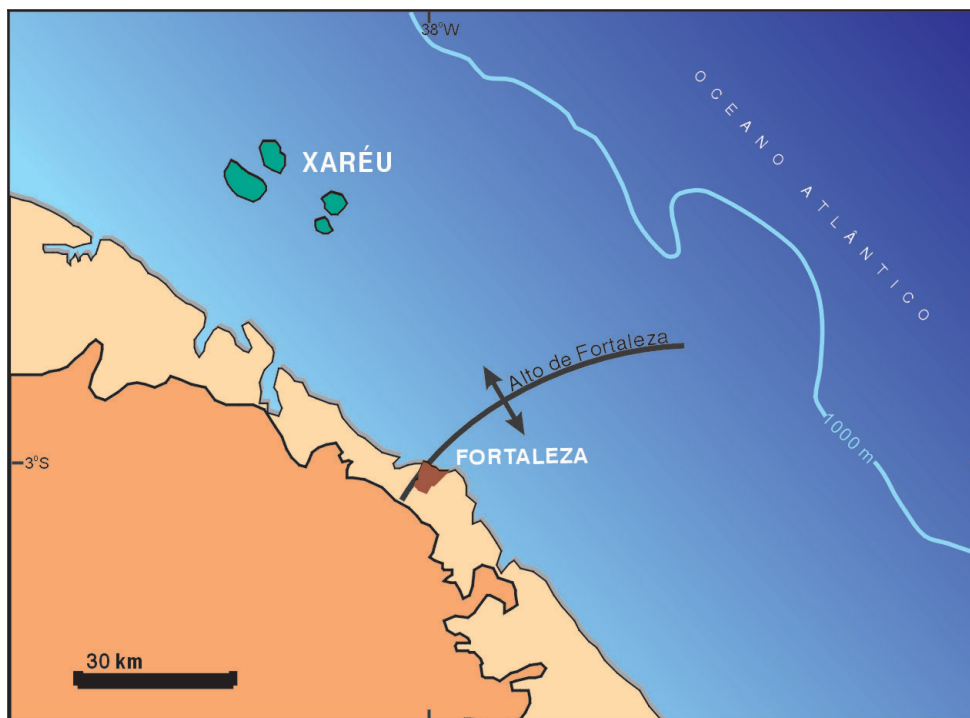
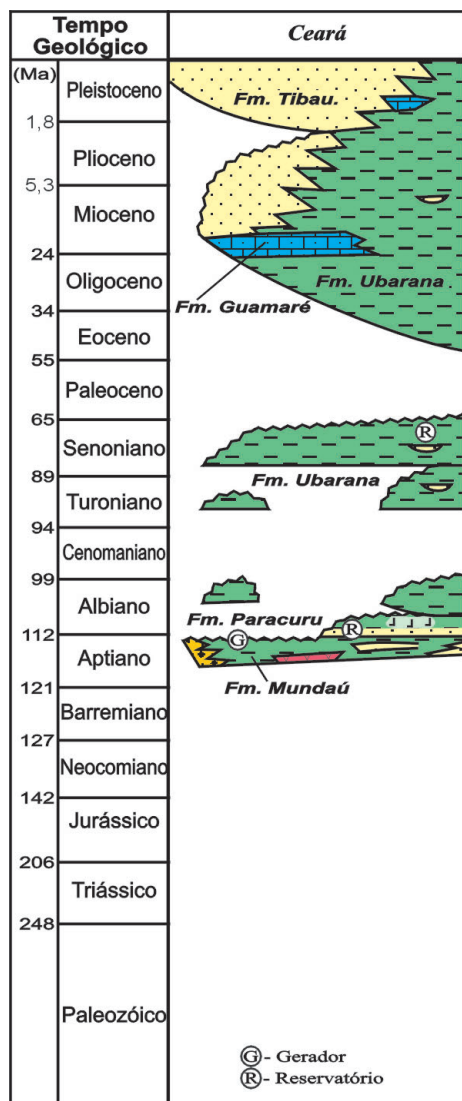


Figura X.7 – Mapa da Bacia do Ceará, com a localização dos campos de petróleo já descobertos na área

Figure X.7 – Ceará Basin map showing the location of oil fields discovered so far in the area



Sistema Petrolífero Mundaú-Paracuru

Embora ainda não amostrados em seus depocentros, sabe-se por correlações geoquímicas com rochas de outras áreas que os folhelhos aptianos da Formação Mundaú, com matéria orgânica dos tipos I e II e teores de carbono orgânico acima de 3%, constituem os geradores do petróleo descoberto na Bacia do Ceará (Fig. X.8).

As acumulações ocorrem principalmente em arenitos flúvio-deltaicos e marinhos da Formação Paracuru, de idade aptiana, capeados por folhelhos da mesma unidade. A migração do petróleo, a partir da rocha geradora para os reservatórios, dá-se por contato direto, estratigráfico, ou por fluxo por falhamentos e superfícies de discordância. O trapecamento é provido por feições de *rollover* relacionadas a falhas lístricas. Quatro são os campos já descobertos que se relacionam a esse sistema petrolífero: Xaréu, Curimã, Espada e Atum.

Campo de Xaréu

Foi descoberto em 1977 pelo pioneiro 1-CES-8. A acumulação ocorre em arenitos e carbonatos (calcário Trairi) da Formação Paracuru, de idade aptiana, e também em turbiditos da Formação Ubarana (Fig. X.9). A densidade do óleo é variável, mais alta nos reservatórios carbonáticos (13° a 19° API), estando o de melhor qualidade (41° API) nos arenitos aptianos.

Figura X.8 – Carta estratigráfica da Bacia do Ceará, com indicação dos elementos do sistema petrolífero atuante na área (mod. de Milani e Thomaz Filho, 2000)

Figure X.8 – Stratigraphic map of Ceará Basin indicating elements of the oil system acting on the area (mod. from Milani and Thomaz Filho, 2000)

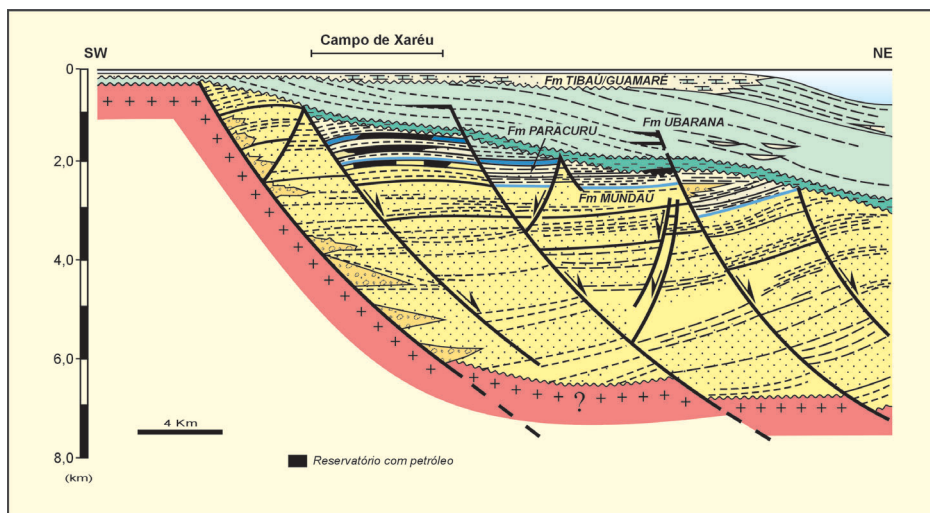


Figura X.9 – Seção geológica regional na Bacia do Ceará, mostrando a configuração estrutural-estratigráfica do Campo de Xaréu

Figure X.9 – Regional geological section of the Ceará Basin, showing stratigraphic-structural configuration of Xaréu Field

Os reservatórios turbidíticos contêm petróleo de 27° API. A acumulação, com volume original *in place* de 207 milhões de barris, relaciona-se a um trapeamento estrutural limitado por falhas NW-SE; para leste, o campo ao nível dos carbonatos é limitado por uma barreira de permeabilidade. O mecanismo de produção principal é por expansão de fluidos e contração do espaço poroso, sem influência significativa do aquífero.

O Calcário Trairi exibe boa continuidade estratigráfica na área de Xaréu, sendo constituído por calcilutitos e brechas calcilutíticas intercaladas a folhelhos de ambiente lacustre marginal (Soares, 1986). O reservatório principal é um calcilutito brechóide limpo, com clastos angulosos de calcilutito laminado algal, calcilutito recristalizado e cimento calcífero. São frequentes as feições de *birds eyes* preenchidas por dolomita, os pseudomorfos de halita e a bioturbação, bem como os nódulos de calcita diagenética. A porosidade é vulgular secundária, muito efetiva para a produção.

A segunda fácies, a de calcilutito brechóide argiloso, constitui reservatório com características menos favoráveis. Exibe microporosidade, fraturas e *vugs* preenchidos por cimento dolomítico; além disso, as escassas camadas impregnadas por óleo não têm continuidade lateral efetiva.

Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar exibe dois domínios, o terrestre e o marítimo, com particularidades no tocante à geologia e à história exploratória (Fig. X.10). A porção submersa da Bacia Potiguar situa-se na Plataforma Continental do estado do Rio Grande do Norte e do Ceará, abrangendo a área de cerca de 26.500 km². Os levantamentos sísmicos na porção *offshore* da Bacia Potiguar iniciaram-se em 1971, sendo que a primeira descoberta comercial, o Campo de Ubarana, aconteceu em 1973. Foram descobertos até o presente seis campos de petróleo no mar, que atualmente guardam reservas de 65 milhões de barris de óleo e de 16,8 bilhões de m³ de gás (ANP, 2001), produzidos principalmente a partir das formações Alagamar e Açú.

A porção terrestre cobre a área de 22.000 km², incluindo um gráben confinado, não-aflorante, que abriga sedimentos lacustres de idade neocomiana com espessura total máxima de 6.000 m. Recobre a seção rifte o pacote de rochas cretácicas das formações Açú e Jandaíra. A Bacia Potiguar, em sua parte terrestre, experimentou grande incremento exploratório a partir do final da década de 70, em virtude da inusitada descoberta

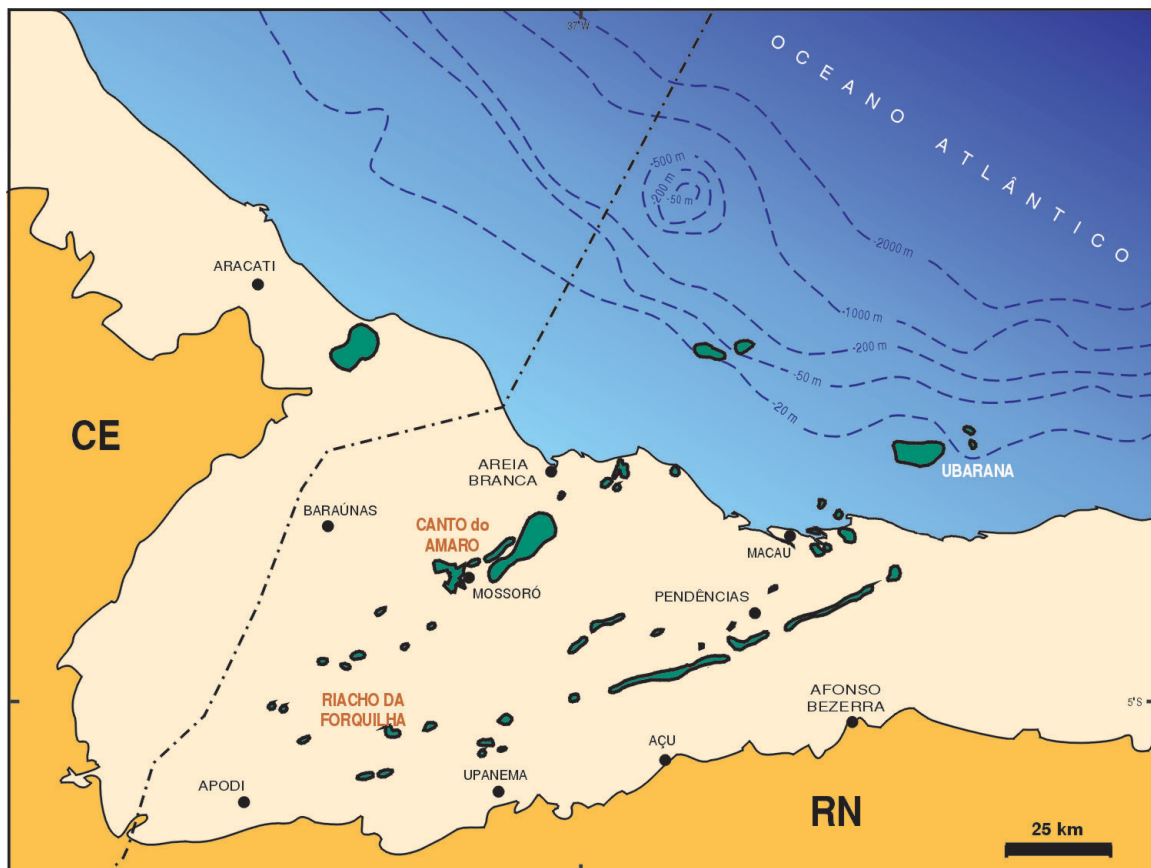


Figura X.10 – Mapa da Bacia Potiguar e localização dos campos petrolíferos descobertos

Figure X.10 – Potiguar Basin map and location of oil fields discovered

de óleo durante a perfuração de um poço para abastecimento de água em Mossoró – RN. A partir de então, o cumulativo de trabalhos resultou em reservas que, atualmente, totalizam 283 milhões de barris de óleo e de 3,8 bilhões de m³ de gás natural (ANP, 2001).

Sistemas Petrolíferos Pendência e Alagamar-Açu

O Sistema Petrolífero Pendência (Fig. X.11), efetivo na porção terrestre da Bacia Potiguar, inclui o petróleo gerado por folhelhos lacustres e armazenado em arenitos flúvio-deltaicos e turbidíticos da Formação Pendência, de idade neocomiana (Bertani *et al.* 1990). As rochas geradoras apresentam querogênio predominantemente do tipo I e teores de carbono orgânico entre 2% e 4%, ocorrendo em grandes baixos estruturais onde alcançam espessuras de várias centenas de metros. A migração secundária se dá principalmente no sentido vertical, rumo aos grandes altos estruturais regionais delimitados durante o rifteamento.

Os reservatórios arenosos, representativos de diversas fácies em um contexto lacustre, têm porosidades entre 18 e 24%. O traçamento do petróleo é variado, mais comumente sendo do tipo estrutural associado a blocos falhados e a zonas de transferência, mas também é estratigráfico, na forma de corpos arenosos turbidíticos completamente envolvidos por folhelhos lacustres. Uma série de acumulações relaciona-se a este sistema, entre elas Riacho da Forquilha, Pescada, Livramento, Lorena, Serraria, Upanema e Poço Xavier.

O Sistema Petrolífero Alagamar-Açu (Fig. X.11) inclui como geradores os folhelhos marinho-evaporíticos de idade aptiana da Formação Alagamar (Souto Filho *et al.* 2000), com querogênios dos tipos I e II contendo teores de carbono orgânico de até 6%, exibindo espessura máxima de 200 m; tais rochas alcançam condições de geração apenas na porção *offshore* da bacia, o que implica processos de migração a longa distância por *carrier beds* e superfícies de discordância.

Os reservatórios desse sistema são os arenitos flúvio-eólicos da Formação Açu, de idade albiana. A circulação hidráulica, pelo fato de ser esta unidade importante aquífero ativo na bacia, exerce grande influência sobre a migração e a acumulação de hidrocarbonetos, propelidos pela atividade hidrodinâmica para as culminâncias estruturais e para os baixos potenciométricos. Localmente, variações laterais de fácies exercem forte controle no traçamento das acumulações petrolíferas da Formação Açu. Acumulações representativas do sistema Alagamar-Açu são Canto do Amaro, Ubarana, Salina Cristal, Ponta do Mel, Mossoró e Macau.

Campo de Canto do Amaro

Essa acumulação foi descoberta em 1985 pelo pioneiro 1-CAM-1-RN, que revelou arenitos correspondentes à Formação

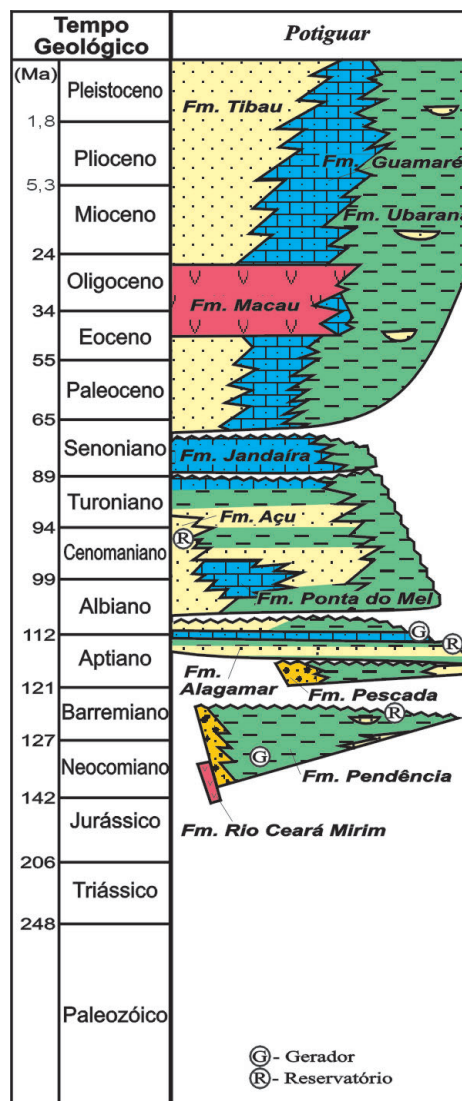


Figura X.11 – Carta estratigráfica da Bacia Potiguar, com indicação dos elementos dos sistemas petrolíferos atuantes na área (mod. de Milani e Thomaz Filho, 2000)

Figure X.11 – Stratigraphic map of Potiguar Basin indicating elements of oil systems acting on the area (mod. from Milani and Thomaz Filho, 2000)

Açu saturados de petróleo, à profundidade de 500 m (Fig. X.12). O campo tem área de 85 km² e está posicionado sobre o Alto de Mossoró, na porção nor-noroeste da Bacia Potiguar emersa, configurando-se em um nariz estrutural com caimento suave para NE, concordante com o mergulho regional da bacia (Nolla e Conceição, 1988).

O petróleo de Canto do Amaro, que exibe densidade entre 28° e 45° API, ocorre em 32 zonas produtoras, a principal delas sendo denominada Zona 400. A reserva de óleo em Canto do Amaro é de 116 milhões de barris (Poletto e Santos, 1993).

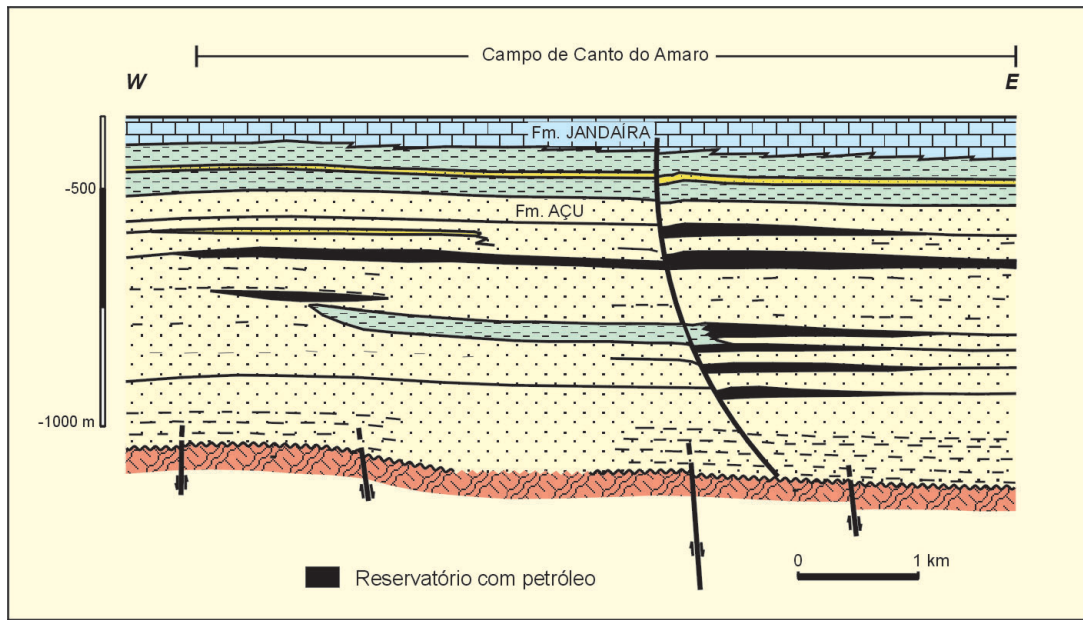


Figura X.12 – Seção geológica ilustrativa da acumulação petrolífera de Canto do Amaro, porção terrestre da Bacia Potiguar (mod. de Nolla e Conceição, 1988)

Figure X.12 – Geological section illustrating oil fields of Canto do Amaro, inland portion of the Potiguar Basin (mod. from Nolla and Conceição, 1988)

O trapecamento é basicamente estrutural, mas tem componentes estratigráficas dadas por variações laterais de fácies e barreiras diagenéticas; a acumulação é também sustentada pelo fluxo hidrodinâmico que se estabelece a partir da borda da bacia, com a recarga na faixa de afloramento da Formação Açú. Em Canto do Amaro, ocorre inusitada e pouco comum associação entre baixas temperaturas do reservatório, água doce e petróleo de boa qualidade, uma vez que as duas condições iniciais geralmente favorecem os processos de severa biodegradação dos hidrocarbonetos.

A Formação Açú é uma seção sedimentar de idade alboturoniana, representada por arenitos e pelitos continentais a marinho rasos. Algumas das fácies-reservatório presentes no campo são: arenitos arcoseanos com fragmentos líticos, grossos a médios, com matriz argilosa e exibindo porosidade intergranular primária e secundária variando entre 18% e 30%; e arenitos arcoseanos finos com intraclastos de argila, com porosidade intergranular secundária entre 25% e 35%. No conjunto, correspondem a depósitos de ambiente transicional do tipo ilha de barreira-laguna, em contexto dominado por marés (Bagnoli, 1988).

Campo de Riacho da Forquilha

O Campo de Riacho da Forquilha localiza-se na porção SW da Bacia Potiguar, no domínio conhecido como Gráben de Apodi. Foi descoberto em 1988, pelo poço 1-RFQ-1-RN. A acumulação configura-se em estrutura dômica falhada com área de 5 km²,

orientada a E-W; uma destas falhas promove o fechamento sul da acumulação e nas demais direções a jazida é delimitada por blocos estruturalmente rebaixados. A área do campo inclui uma série de falhas normais associadas a grandes falhas de descolamento basal que se desenvolvem sobre uma rampa do embasamento cristalino.

Os reservatórios do campo são arenitos deltaicos, subdivididos em 13 zonas produtoras, todas incluídas na Formação Pendência (Schwedersky Neto *et al.* 1996), em profundidades que variam entre 2.020 m e 2.920 m; a porosidade varia entre 10% e 15%. O volume de óleo *in place* é de 109 milhões de barris, e o de gás atinge 3,4 bilhões de m³.

A principal zona produtora do campo, denominada PD500, é constituída por corpos arenosos de planície deltaica e barras de desembocadura, exibindo espessuras de 35 a 55 m e sendo portadora de óleo de 42° API. Esses reservatórios estão situados em torno de 2.700 m de profundidade (Fig. X.13). A planície deltaica apresenta geometria em lençol, formada pela coalescência de canais distributários em que predominam arenitos grossos. A proveniência sedimentar foi a partir de áreas-fonte a oeste e nor-nordeste.

Campo de Ubarana

Descoberto em 1973 pelo pioneiro 1-RNS-3, a 13 km da costa e em lâmina d'água de 15 m, essa acumulação ocorre em arenitos flúvio-deltaicos de idade aptiana da Formação Alagamar e em arenitos da Formação Açú, estes de

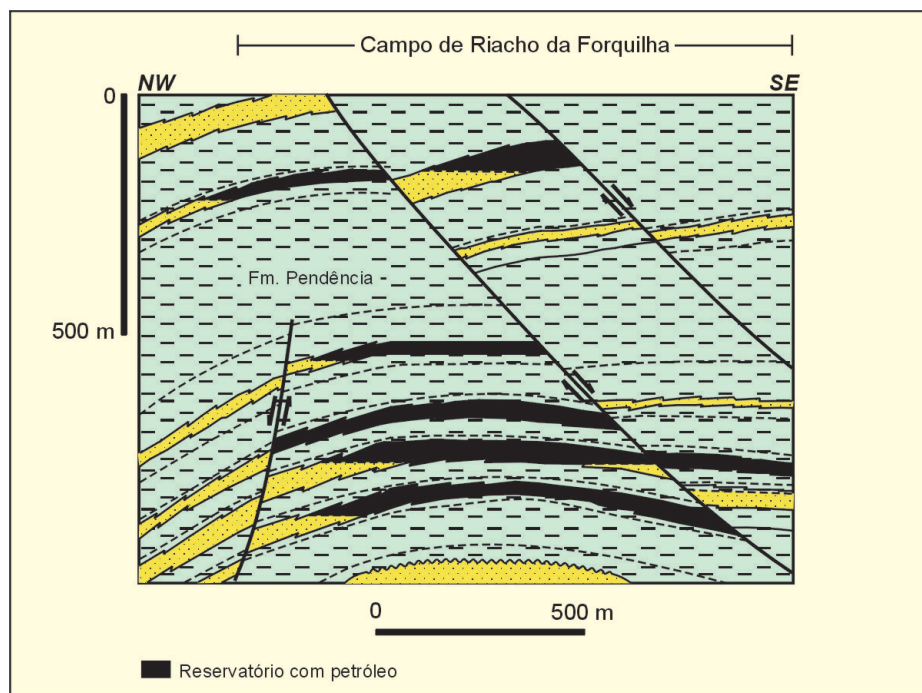


Figura X.13 – Seção geológica de detalhe, baseada em poços, na área do Campo de Riacho da Forquilha, porção terrestre da Bacia Potiguar, ilustrando a configuração estrutural e a distribuição das diversas zonas produtoras da acumulação

Figure X.13 – Detail of geological section, based on wells, in the area of Riacho da Forquilha Field, inland portion of Potiguar Basin, illustrating structural configuration and distribution of several accumulation producing zones

continuidade lateral bastante limitada. A área do campo é de 46 km² e a reserva de 82 milhões de barris, sendo a densidade do óleo variável entre 32° e 40° API (Preda, 1988).

A estrutura do campo configura-se em um homoclinal com mergulho suave para noroeste, localmente falhado. A leste e a sul, o fechamento é dado por folhelhos da Formação Ubarana, que preenchem o *paleocanyon* homônimo e, assim, caracterizam a trapa como paleogeomórfica. Para norte, a extensão do campo é dada pelo contato óleo/água e no sentido oeste os reservatórios são interceptados por falhas transcorrentes, que definem um escalonamento de blocos e agem como selantes da acumulação.

Os reservatórios principais do campo são arenitos da

Formação Alagamar-Membro Upanema, que ocorrem na área a profundidades entre 2.200 e 2.600 m (Fig. X.14). Trata-se de depósitos de um ambiente costeiro, incluindo deltas e lagunas que se arranjam em ciclos de avanço e recuo da paleolinha de costa (Okada, 1982). Uma das zonas produtoras é em coquinas de pelecípodes, que se intercalam a arenitos de *shoreface*. Intercalações de folhelhos e de arenitos bioturbados e processos diagenéticos secundários com formação de argilas prejudicam as condições permo-porosas dos reservatórios portadores de hidrocarbonetos. As porosidades observadas em Ubarana são da ordem de 9% a 18%, e as permeabilidades muito baixas, o que exige rotineiras intervenções para estimulação das zonas produtoras.

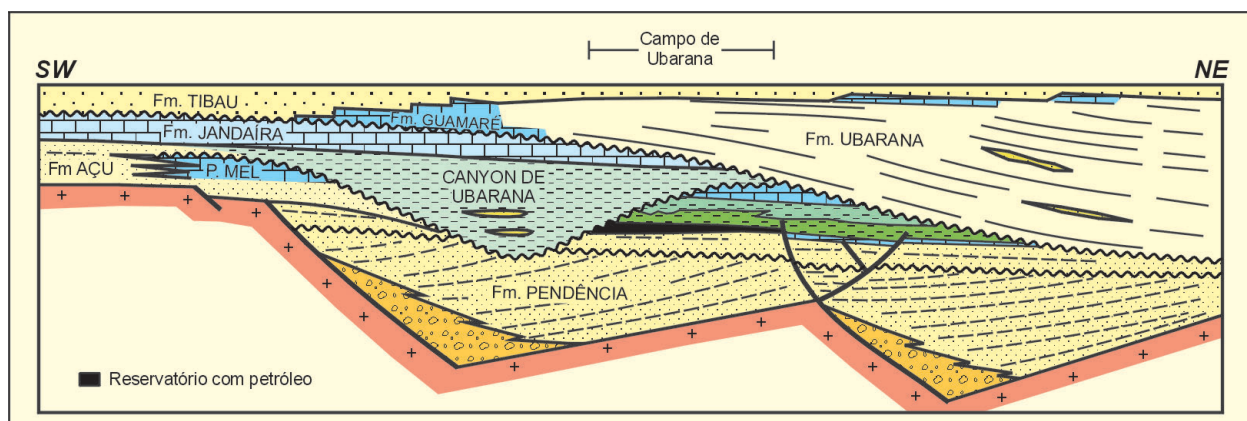


Figura X.14 – Seção geológica esquemática ilustrando o modelo de acumulação do Campo de Ubarana, na porção offshore da Bacia Potiguar

Figure X.14 – Schematic geological section illustrating the accumulation model of Campo de Ubarana, offshore portion of Potiguar Basin

Bacia de Sergipe–Alagoas

A Bacia Sergipe–Alagoas situa-se na margem continental do nordeste brasileiro, cobrindo cerca de 35.000 km², dos quais dois terços estão em sua porção marítima (Fig. X.15). De todas as bacias da margem continental brasileira, esta é a que registra a sucessão estratigráfica mais completa, incluindo remanescentes de uma sedimentação paleozóica, um pacote jurássico a eocretácico pré-rifte amplamente desenvolvido e as clássicas seqüências meso-cenozóicas sinrifte e pós-rifte. Os primeiros trabalhos exploratórios na bacia datam da década de 40. Hoje, os domínios de terra e de águas rasas da Bacia Sergipe–Alagoas constituem província petrolífera em avançado estágio exploratório. A reserva atual da bacia inclui 40 milhões de m³ de óleo e 11,5 bilhões de m³ de gás (ANP, 2001).

Sistemas Petrolíferos Muribeca e Barra de Itiuba–Coqueiro Seco

A maior parcela dos volumes de petróleo descobertos na Bacia de Sergipe–Alagoas, tais como a acumulação gigante de Carmópolis e outras a ela adjacentes, posicionadas sobre o Alto de Aracaju, relaciona-se ao Sistema Petrolífero Muribeca (Fig. X.16). Esse sistema tem como rocha geradora os folhelhos pretos de idade aptiana da Formação Muribeca, Membro Ibura; trata-se de rochas com um conteúdo de carbono orgânico que pode alcançar 12%, acumuladas em ambiente marinho restrito e contendo predominantemente querogênio do tipo II. A migração aconteceu a partir dos grandes baixos regionais da bacia, no sentido da porção terrestre e de águas rasas, onde se situam proeminentes altos estruturais.



Figura X.15 – Mapa da Bacia de Sergipe–Alagoas e localização dos campos já descobertos

Figure X.15 – Map of Sergipe–Alagoas Basin and location of fields discovered so far

Os reservatórios principais, em termos de volume acumulado já descoberto, são os conglomerados da Formação Muribeca, Membro Carmópolis e o embasamento cristalino fraturado, traçados em sistema de blocos falhados e selados por evaporitos e folhelhos aptianos. Reservatórios com petróleo Muribeca também ocorrem em depósitos arenosos situados em outros níveis estratigráficos, tais como nas formações Serraria, Coqueiro Seco e Calumbi. Alguns campos relacionados a esse sistema petrolífero, além de Carmópolis, são os de Camorim, Siririzinho, Riachuelo, Guaricema, Caioba, Dourado e Tabuleiro dos Martins.

O Sistema Petrolífero Barra de Itiuba–Coqueiro Seco (Fig. X.16) tem como geradores os folhelhos depositados em lagos sintectônicos da fase ríft, de idade neocomiana a barremiana. Tais folhelhos ocorrem com espessuras que podem alcançar 2.000 m, exibindo querogênio do tipo I e conteúdo de carbono orgânico de até 5%. A migração secundária ocorreu por contato direto gerador–reservatório ou por falhamentos lístricos, que serviram como dutos ao fluxo de petróleo.

Reservatórios arenosos deltaicos ocorrem nas formações Barra de Itiuba e Coqueiro Seco, selados por folhelhos dessas mesmas unidades. São representativas desse sistema as acumulações de Pilar, Furado, São Miguel dos Campos, Fazenda Pau Brasil e Rio Vermelho.

Campo de Carmópolis

A descoberta do Campo de Carmópolis (Fig. X.17) deu-se em duas etapas: na primeira delas, em 1963, foi caracterizada a reserva na porção sedimentar da acumulação, pelo poço pioneiro 1-CP-1-SE. Em 1965, na perfuração do poço de desenvolvimento 7-CP-20-SE, foi constatada a existência de petróleo também no embasamento fraturado da região, correspondente a uma área de 100 km².

As rochas produtoras na área de embasamento são granada-biotita-xistos e muscovita-filitos pré-cambrianos, fraturados e cortados por veios de quartzo orientados preferencialmente na direção SW–NE (Piscetta e Michelli, 1988). O sistema permoporoso, de características muito heterogêneas e pouco previsíveis, é dado por fraturas, microfraturas e feições de dissolução nos veios de quartzo. Os mecanismos naturais de produção na área de embasamento fraturado de Carmópolis são por expansão da capa de gás e por empuxo de água estimulados por injeção de vapor. O óleo produzido em Carmópolis tem densidade entre 22° e 29° API.

Os reservatórios da Formação Muribeca–Membro Carmópolis apresentam grande variabilidade litológica e de parâmetros petrofísicos. Incluem fácies conglomeráticas, areno-conglomeráticas e arenosas, a que se intercalam pacotes pelíticos. As fácies conglomeráticas, em questão, têm origem alúvio-fluvial, derivadas de áreas-fonte a oeste e noroeste. São pacotes maciços com 5 a 50 m de espessura individual e incluem lentes

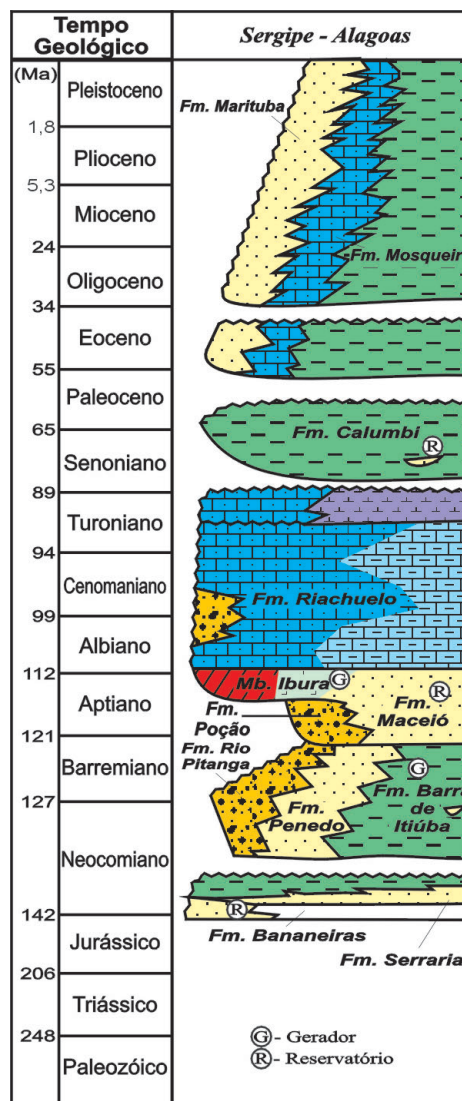


Figura X.16 – Carta estratigráfica da Bacia de Sergipe–Alagoas, com indicação dos elementos dos sistemas petrolíferos atuantes na área (mod. de Milani e Thomaz Filho, 2000)

Figure X.16 – Stratigraphic chart of Sergipe–Alagoas Basin indicating elements of oil systems acting on the area (mod. from Milani and Thomaz Filho, 2000)

arenosas pobremente estratificadas; os clastos são predominantemente constituídos por filitos, rochas ígneas e carbonáticas.

Os arenitos conglomeráticos são pobremente selecionados e têm espessura entre 3 e 30 m; exibem acamamento plano-paralelo e ciclos com granodrecrescência ascendente. As fácies de arenito variam entre muito fino a grosso, têm composição quartzo-feldspática e apresentam estratificação planar e cruzada. A história diagenética dessas rochas inclui episódios de cimentação quartzosa e dolomítica e criação de porosidade secundária por dissolução de feldspatos.

O Campo de Carmópolis é gigante, guardando um volume de óleo *in place* da ordem de 1,6 bilhões de barris (Silva e

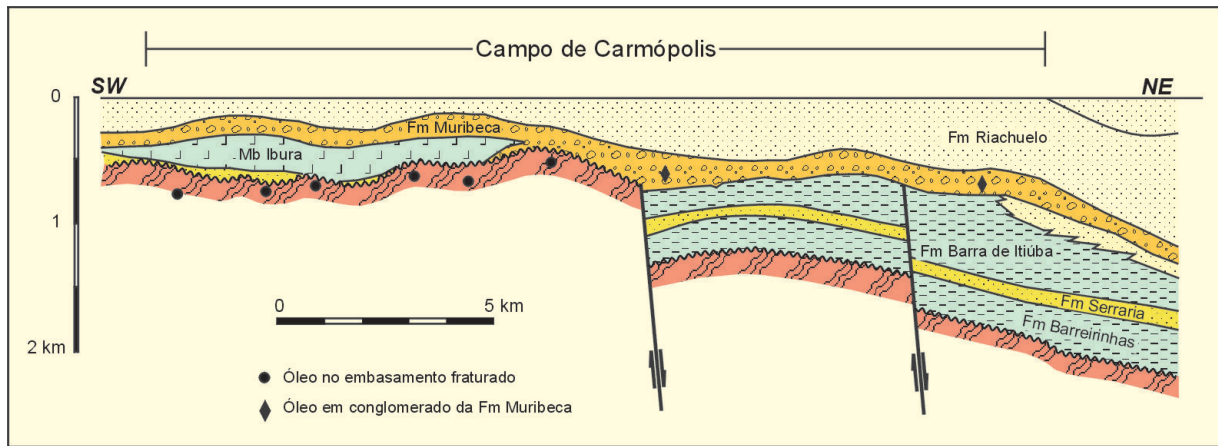


Figura X.17 – Seção geológica na área do Campo de Carmópolis, Bacia de Sergipe–Alagoas (mod. de Piscetta e Michelli, 1988)

Figure X.17 – Geological section of the area of Campo de Carmópolis, Sergipe–Alagoas Basin (mod. from Piscetta and Michelli, 1988)

Silva Filho, 1990). Entretanto, consideradas as complexidades estruturais e as características pouco favoráveis de suas rochas-reservatório, o fator de recuperação primária é baixo, da ordem de 10%. A produção petrolífera do campo tem sido estimulada pela utilização de diversos recursos complementares, tais como injeção de água, injeção de vapor, injeção de polímeros e combustão *in situ*.

Campo de Pilar

Descoberto em 1981 pelo poço 1-PIR-1-AL, o Campo de Pilar (Fig. X.18) é uma estrutura em *rollover* associada à grande falha normal da borda da bacia. Em seu ápice apresenta um

gráben de colapso, responsável por complexo arranjo de falhas e fraturas que são diretamente responsáveis pelo trapeamento do óleo e gás e pela compartimentação dos reservatórios em centenas de blocos hidráulicamente isolados, distribuídos em 35 km² de área e entre as profundidades de 500 e 3.500 m (Borba, 1998). O campo é dividido em dois domínios – sul e norte – por uma falha de transferência orientada a E–W.

Os reservatórios principais do campo encontram-se nas formações Coqueiro Seco, portadora de óleo de 41° API, e Penedo, esta principalmente portadora de gás. A Formação Coqueiro Seco, de idade aptiana, caracteriza-se por intercalações de arenitos deltaicos e folhelhos arranjados em 6 ciclos deposicionais; os reservatórios podem alcançar

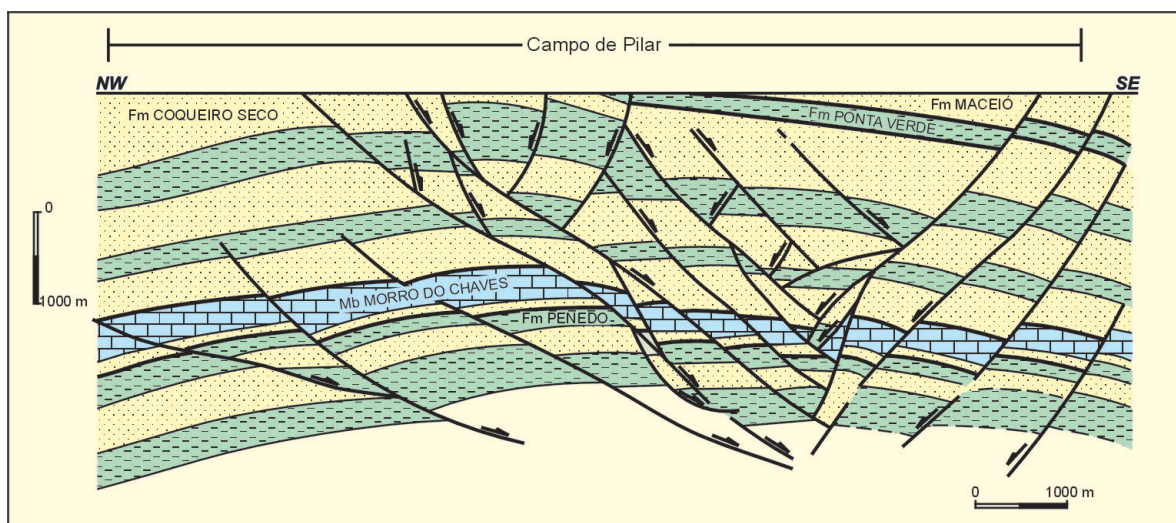


Figura X.18 – Seção geológica do Campo de Pilar, Bacia Sergipe–Alagoas (mod. de Borba, 1998). Notar o complexo padrão de falhamentos, que segmenta a acumulação numa série de blocos independentes. O petróleo encontra-se saturando reservatórios das formações Coqueiro Seco e Penedo

Figure X.18 – Geological section of Campo de Pilar, Sergipe–Alagoas Basin (mod. from Borba, 1998). Note the complex fault pattern, which segments the accumulation in a series of independent blocks. The oil saturates the reservoirs of the Formations Coqueiro Seco and Penedo

espessuras individuais de até 50 m. Nove fácies principais são reconhecidas: arenitos conglomeráticos maciços ou com granocrescência ascendente; arenito médio a muito grosso com carapaças de pelecípodos dispersas; arenito grosso a muito grosso, conglomerático na base; arenito médio a fino, micáceo; arenito médio a fino, fluidizado; arenito médio a fino, com feições de *slump*; interlaminado arenito-folhelho, micáceo, com laminação plano-paralela; interlaminado arenito-folhelho com feições de *slump*; e folhelho cinza escuro (Falconi, 1990). As reservas de óleo do campo, mormente acumuladas na Formação Coqueiro Seco, são da ordem de 19,5 milhões de barris (Ferreira, 1990).

A Formação Penedo, de idade neocomiana, é uma sucessão predominantemente arenosa de depósitos eólicos e fluviais, servindo os delgados folhelhos que se intercalam como selantes para as acumulações de gás. As fácies fluviais têm precárias

características de reservatório, com porosidades da ordem de 10% e baixíssima permeabilidade, conseqüências de sua imaturidade textural e mineralógica; as fácies eólicas, de grande continuidade lateral, têm características mais favoráveis, chegando a porosidade a atingir 15%. Grande parcela da reserva de gás do Campo de Pilar, da ordem de 7 bilhões de m³, encontra-se armazenada em reservatórios profundos da Formação Penedo, abaixo de 3.000 m.

Bacia do Recôncavo

A Bacia do Recôncavo (Fig. X.19) constitui segmento do rifte do Recôncavo–Tucano–Jatobá que se desenvolveu acompanhando os estágios iniciais de ruptura do Gondwana e a individualização das placas sul-americana e africana, no eocretáceo. No aptiano, esse rifte intracontinental tornou-se uma bacia abortada, tectonicamente inativa, uma vez que os esforços ligados ao rifteamento do Atlântico Sul concentraram-se então na margem das placas recém estabelecidas e conduziram a sua separação definitiva (Milani *et al.* 1988).

A Bacia do Recôncavo cobre 11.000 km². É um gráben assimétrico orientado a SW–NE, paralelo à Falha de Salvador, seu principal elemento tectônico. O Alto de Salvador, proeminente bloco elevado de granulitos pré-cambrianos, separa o Recôncavo da margem continental contígua, em sua porção correspondente à Bacia de Jacuípe (Cainelli e Mohriak, 1998).

O arcabouço interno do gráben inclui um conjunto de falhas normais sintéticas e antitéticas paralelas à Falha de Salvador e algumas zonas de transferência NW–SE que acomodaram o deslocamento lateral diferenciado dos diversos compartimentos da bacia sob os esforços distensivos (Milani, 1987). No seu depocentro, a Bacia do Recôncavo abriga uma seção sedimentar com espessura de até 7.000 m.

A Bacia do Recôncavo guarda significado especial em termos da Geologia do Petróleo no Brasil: foi em Lobato, um subúrbio da

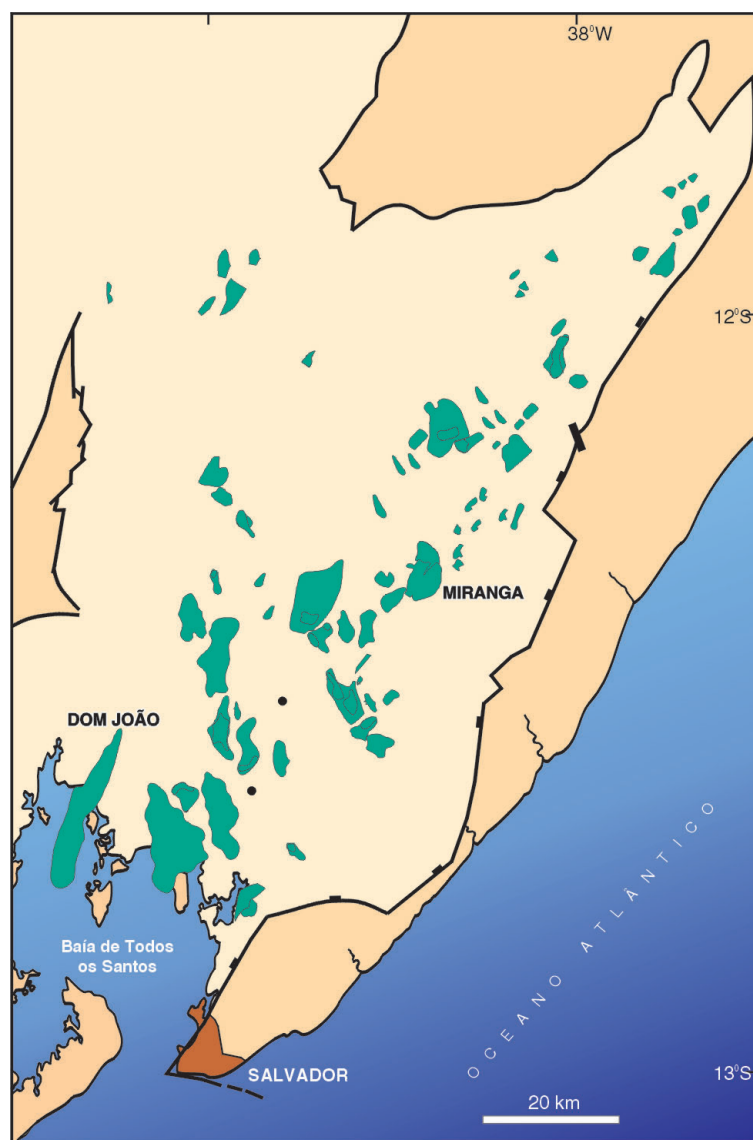


Figura X.19 – Mapa da Bacia do Recôncavo e localização das acumulações petrolíferas descobertas

Figure X.19 – Map of Recôncavo Basin and location of discovered oil accumulations

Cidade de Salvador, que, em 1939, foi percebida a potencialidade petrolífera da área pela observação de exsudações de óleo. Em 1941, o petróleo “jorrou” pela primeira vez em nosso País, com a descoberta do Campo de Candeias. A Bacia do Recôncavo ainda abriga reservas da ordem de 33 milhões de m³ de óleo e 19 bilhões de m³ de gás natural (ANP, 2001).

Sistema Petrolífero Candeias–Sergi/Ilhas

As rochas geradoras desse sistema são os folhelhos lacustres neocomianos da Formação Candeias, Membro Gomo (Fig. X.20), compreendendo uma seção com cerca de 400 m de espessura máxima; o teor médio original de carbono orgânico é de 4% e o querogênio é do tipo I, tendo estas rochas sido depositadas nos grandes baixos estruturais, junto à borda leste da bacia. As acumulações petrolíferas principais ocorrem em arenitos eólicos e fluviais da Formação Sergi. Falhas normais e blocos rotacionados justapõem lateralmente gerador e reservatório, propiciando a migração dos hidrocarbonetos no sentido dos altos estruturais da bacia. O selo é propiciado pelos folhelhos da seção basal da Formação Candeias. Outros reservatórios importantes aparecem na Formação Água Grande, na Formação Candeias e no Grupo Ilhas.

Algumas das principais acumulações da Bacia do Recôncavo são Dom João, Água Grande, Candeias, Miranga, Buracica, Araças, Taquipe e Cassarongongo.

Campo de Dom João

Esta acumulação foi descoberta em 1947, ao tempo do Conselho Nacional do Petróleo – CNP, pela perfuração do 1-DJ-1-BA, cuja locação foi baseada em geologia de superfície. A acumulação de óleo (Fig. X.21) encontra-se em arenitos da Formação Sergi, secundariamente na Formação Água Grande, e tem área de 47 km², dois terços dos quais sob as águas da Baía de Todos os Santos. A porção submersa do campo foi descoberta em duas etapas: Dom João Mar Norte em 1954, com a perfuração do poço de desenvolvimento DJ-129; e Dom João Mar Sul em 1955, pelo DJ-105. Os volumes recuperáveis originais em Dom João eram de 166 milhões de barris de óleo e de 1,3 bilhões de m³ de gás natural (Andrade, 1988).

A estrutura do campo é um *horst* alongado a SSW–NNE, com cerca de 24 km de comprimento. As falhas normais que limitam essa feição estrutural a leste e oeste, respectivamente a Falha de Dom João e a de Nova América, com rejeitos variáveis entre 150 e 500 m, impõem complexas configurações junto aos limites do campo, compartimentando-o em uma série de pequenos blocos que complicam sobremodo o fluxo de fluidos e, por conseqüência, as estratégias de produção.

As zonas produtoras da Formação Sergi ocorrem em torno de 200 a 300 m de profundidade. Constituem-se de fácies de

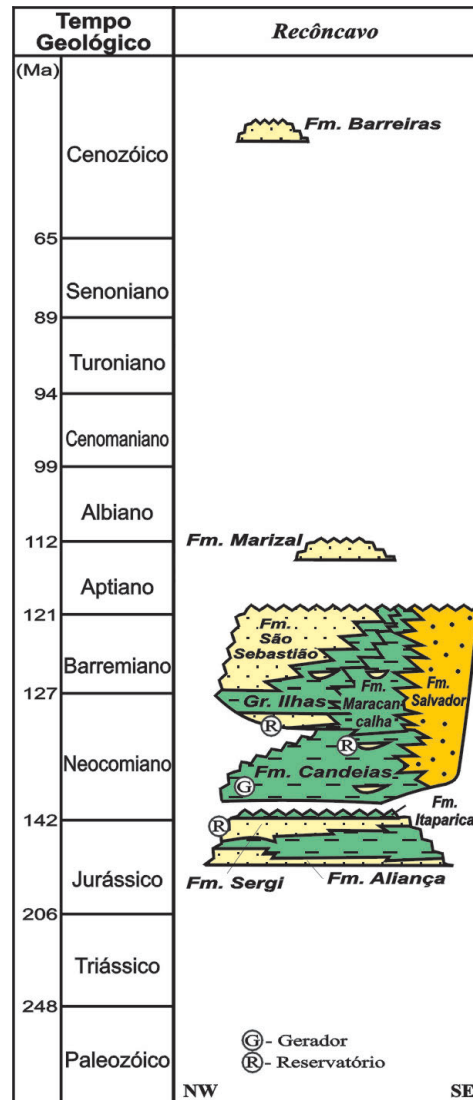


Figura X.20 – Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo, com indicação dos elementos do sistema petrolífero atuante na área (mod. de Milani e Thomaz Filho, 2000)

Figure X.20 – Stratigraphic chart of Recôncavo Basin indicating the elements of oil system acting on the area (mod. from Milani and Thomaz Filho, 2000)

canais aluviais, representados por depósitos areno-conglomeráticos em ciclos com granodecrescência ascendente; fácies de espriamento, com arenitos médios a finos, laminação plano-paralela e espessura de poucos metros; fácies de transbordamento, representadas por argilitos vermelhos e arenitos finos a médios; fácies argilosas inter-canaís; e fácies de pró-delta lacustrino (Souza e Mato, 1988). Os reservatórios mais efetivos encontram-se nas fácies de canal e de espriamento e exibem porosidades da ordem de 17% a 19%. A história diagenética a que foram submetidas estas unidades

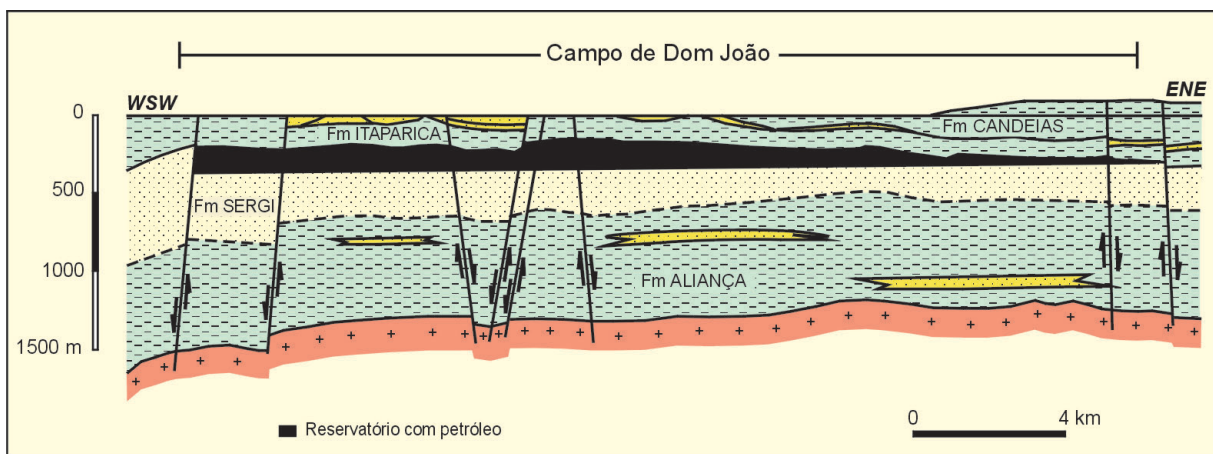


Figura X.21 – Seção geológica longitudinal ao Campo de Dom João, Bacia do Recôncavo (mod. de Andrade, 1988)

Figure X.21 – Longitudinal geological section of Campo de Dom João, Recôncavo Basin (mod. from Andrade, 1988)

inclui uma fase precoce de desenvolvimento de caliches e fenômenos tardios de compactação, dissolução de feldspatos e micas, cimentação carbonática e desenvolvimento de porosidade secundária.

Consideradas as características de seus reservatórios e fluidos e os regimes e a distribuição de pressão através do campo, desde muito cedo durante sua história de produção o Campo de Dom João requereu a aplicação de procedimentos de recuperação secundária no intuito de estimular o fluxo de óleo. Já no início dos anos 50, injeção de água era realizada na parte baixa da estrutura. Algum tempo depois, iniciou a injeção de gás, o que manteve as pressões em níveis que suportaram a surgência em diversos poços durante alguns anos (Novis, 1988).

Campo de Miranga

Descoberto em 1965, essa acumulação tem área de 24 km² e localiza-se na calha principal da bacia, a cerca de 20 km da Falha de Salvador; a jazida exhibe 22 zonas produtoras em arenitos do Grupo Ilhas, formações Marfim e Pojuca. A perfuração pioneira, o poço 1-MG-1-BA, foi proposta com base em linhas sísmicas de reflexão de qualidade bastante precária, entre as primeiras executadas no País, além de apoio em gravimetria e em dados de geologia de superfície.

O Campo de Miranga (Fig. X.22) estrutura-se como um anticlinal cortado por falhas normais com rejeitos entre 10 e 300 m, que definem os limites da acumulação. Diapirismo de argila foi um dos fatores que influenciaram fortemente na

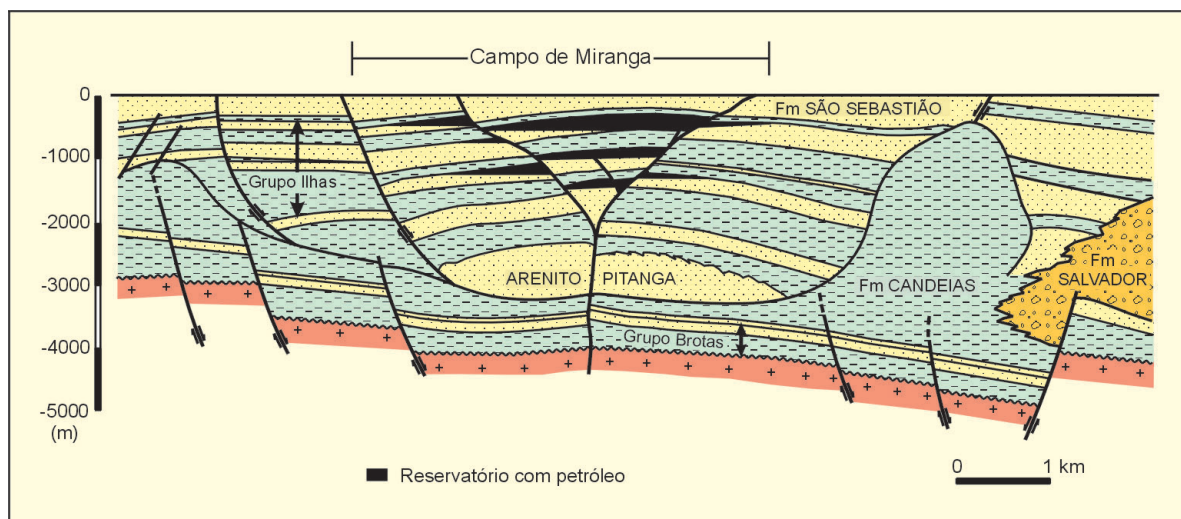


Figura X.22 – Seção geológica esquemática na porção central da Bacia do Recôncavo, ilustrando a configuração estrutural-estratigráfica do Campo de Miranga (mod. de Sarnelli, 1988)

Figure X.22 – Schematic geological section of the central portion of Recôncavo Basin illustrating the stratigraphic-structural configuration of Campo de Miranga (mod. from Sarnelli, 1988)

configuração final do campo, que é circundado por domos de folhelho. Na área do campo a seção sedimentar espessa para sudeste, no mesmo sentido do aprofundamento regional da bacia.

Os reservatórios do campo estão compreendidos em cinco unidades informais, os arenitos Brejão, Miranga Superior e Inferior, Santiago e São Paulo–Catu. Tais reservatórios correspondem a corpos arenosos acumulados como leques subaquosos associados ao avanço de frentes deltaicas (Paz e Souza, 1986); situam-se a profundidades entre 900 e 1.450 m e têm porosidades de 18% a 24%. Estes corpos arenosos são predominantemente quartzosos, em geral de granulação fina a muito fina, com cimento calcífero, e têm matriz argilosa, sendo os níveis Brejão e Santiago os de maior continuidade lateral através do campo. O petróleo produzido em Miranga tem densidade entre 37° e 42° API; a reserva é da ordem de 119 milhões de barris (De Maman *et al.* 1990).

Em 1983, com o aprofundamento do poço 7-MGP-324A-BA, foi descoberta a acumulação de gás de Miranga Profundo, produtor em reservatórios das Camadas Caruaçu, Formação

Marfim. Trata-se de corpos arenosos de geometria lenticular, de baixa continuidade tanto lateral quanto vertical, intercalados a camadas de folhelhos. A jazida de Miranga Profundo tem área de 20 km² e reserva da ordem de 6,3 bilhões de m³ de gás (Sarnelli, 1988).

Bacia do Espírito Santo

Esta bacia situa-se na região terrestre costeira (20.000 km²) e na plataforma continental (200.000 km²) do Estado do Espírito Santo e porção sul da Bahia, onde se denomina Bacia de Mucuri. A Bacia do Espírito Santo (Fig. X.23) evoluiu sobre um complexo de terrenos ígneos e metamórficos pré-cambrianos. O início dos trabalhos exploratórios na bacia aconteceu na década de 50 e, até o presente, foram descobertas 51 acumulações de HC, sendo 46 na parte terrestre. As reservas atuais são de 12 milhões de m³ de óleo e de 11 bilhões de m³ de gás (ANP, 2001).

Sistemas Petrolíferos Cricaré–Mucuri e Regência–Urucutuca

O Sistema Petrolífero Cricaré–Mucuri (Fig. X.24) inclui rochas geradoras neocomiano-barremianas lacustres da Formação Cricaré; trata-se de folhelhos com carbono orgânico na faixa de até 9%, acumulados com espessuras que podem alcançar os 300 m. Essas rochas têm querogênio principalmente do tipo I. A migração secundária de petróleo deu-se no sentido *updip*, a partir da região mais subsidente da bacia rumo à sua porção terrestre.

Os reservatórios são arenitos flúvio-deltaicos da Formação Mariricu, Membro Mucuri, de idade aptiana. Rochas capeadoras são os folhelhos e evaporitos do Membro Itaúnas. As trapas são predominantemente do tipo estrutural. Óleo Cricaré também ocorre em trapas estratigráficas nos reservatórios arenosos turbidíticos da Formação Urucutuca, do neo-cretáceo e terciário. Associam-se a este sistema

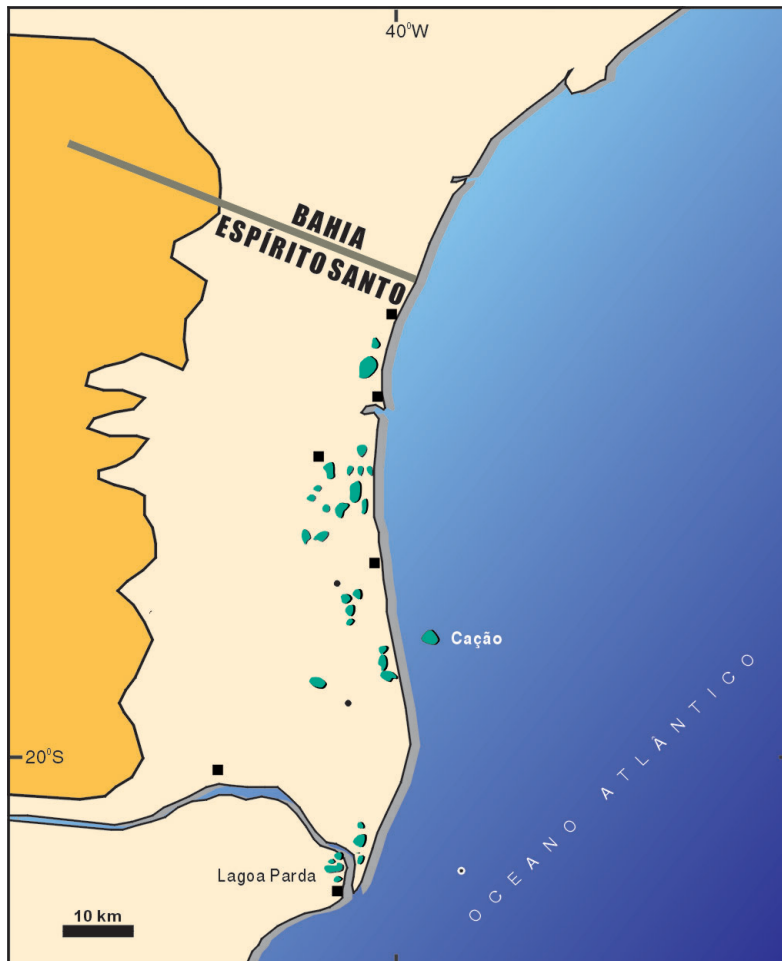


Figura X.23 – Mapa da Bacia do Espírito Santo, com a localização dos campos de petróleo já descobertos

Figure X.23 – Map of Espírito Santo Basin showing oil fields discovered so far

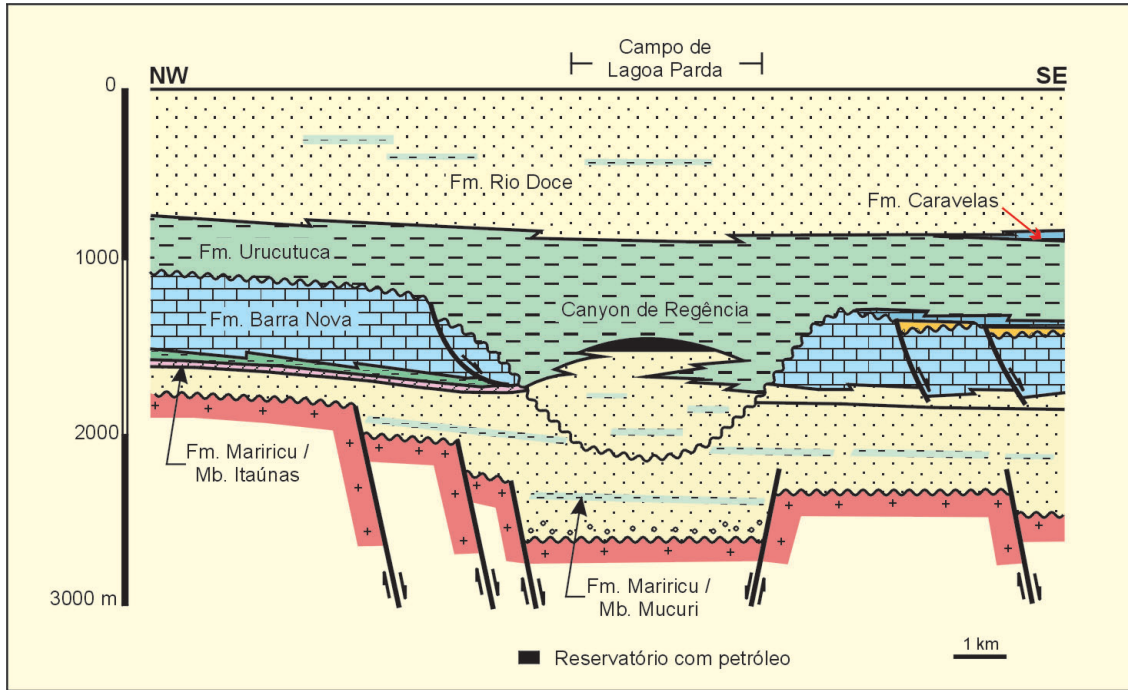


Figura X.25 – Seção geológica esquemática na área do Campo de Lagoa Parda, Bacia do Espírito Santo (mod. de Cosmo *et al.* 1991)

Figure X.25 – Schematic geological section of the area of Campo de Lagoa Parda, Espírito Santo Basin (mod. from Cosmo *et al.* 1991)

pelo poço 1-ESS-26; a estrutura que abriga a acumulação é definida pelo mergulho para leste de uma feição em *rollover*, parcialmente erodida pelo desenvolvimento do *paleocanyon* de Fazenda Cedro, configurando uma trapa do tipo paleogeomórfico. O trapecamento efetivou-se pelo preenchimento dessa feição erosiva por sedimentos marinhos

pelíticos, que retiveram uma coluna de óleo com 160 m de altura. A reserva original do campo era de 17 milhões de barris (Alves *et al.* 1998), 95% dos quais já foram produzidos.

Os horizontes produtores principais constituem-se de arenitos feldspáticos albianos da Formação São Mateus que se intercalam a camadas de calcário da Formação Regência,

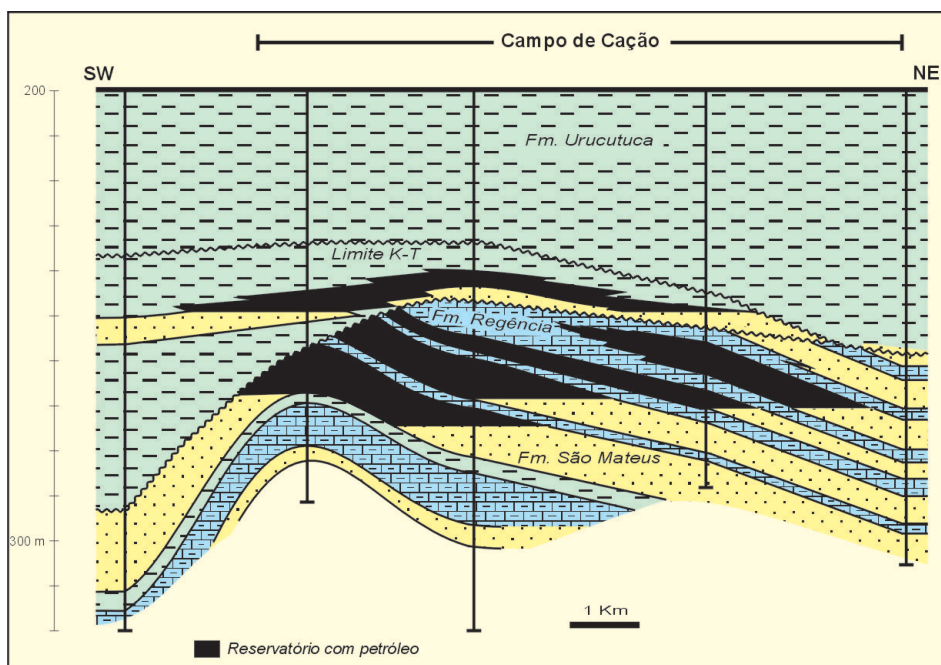


Figura X.26 – Seção geológica do Campo de Cação, Bacia do Espírito Santo (mod. de Alves *et al.* 1998)

Figure X.26 – Geological section of Campo de Cacao, Espírito Santo Basin (mod. from Alves *et al.* 1998)

estando a jazida a profundidades entre 2.600 e 2.800 m. Existem seis reservatórios arenosos na seção produtora, separados por leitos de calcário bastante fechados, definindo três unidades de fluxo independentes associadas a aquíferos pouco atuantes. Embora dotados de condições permo-porosas ruins, os leitos de calcário contribuem no mecanismo de produção do campo como mantenedores de pressão, o que é favorecido pela baixa densidade (37° API) e baixa viscosidade do óleo. As porosidades dos arenitos-reservatório variam de 8% a 23%, associadas a boas condições de permeabilidade (Alves *et al.* 1998).

Bacia de Campos

A Bacia de Campos (Fig. X.27) situa-se em águas territoriais do Estado do Rio de Janeiro, cobrindo cerca de 100.000 km², dos quais apenas 500 km² são em área emersa. Para norte, a bacia é parcialmente isolada da Bacia do Espírito Santo, na região de águas rasas, pelo Alto de Vitória, um bloco elevado de embasamento que coincide com a terminação oeste da Cadeia de Vitória-Trindade, importante lineamento oceânico daquela área (Cainelli e Mohriak, 1998). Em águas profundas, não existe elemento estrutural de separação efetiva entre as bacias de Campos e do Espírito Santo.

O pacote rifte da porção inferior da Formação Lagoa Feia na Bacia de Campos abrange o intervalo neocomiano superior–

barremiano, recobrimdo e localmente interdigitando-se com os basaltos e rochas vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas, cujas datações radiométricas indicam idades entre 130 e 120 Ma (Dias *et al.* 1990). A porção inferior da Formação Lagoa Feia inclui conglomerados com abundantes clastos de basalto que formam grandes leques ao longo das falhas de borda; também ocorrem arenitos, folhelhos ricos em matéria orgânica e coquinas, definindo um contexto de sedimentação lacustre. As coquinas alcançam até 400 m de espessura, constituindo-se em depósitos de carapaças de pelecípodes (Membro Coqueiros) associados a altos estruturais e representando uma fácies particular de rochas porosas nesta bacia.

A parte superior da Formação Lagoa Feia, apoiada em expressiva discordância, é representada por seqüência de conglomerados e folhelhos avermelhados de idade aptiana recobertos por uma seção de evaporitos do neoptiano (Membro Retiro). A ocorrência do pacote aptiano e mais antigo é limitada por uma zona de falha sintética de orientação geral SW–NE que se desenvolve paralela e próxima à linha de costa.

Durante o albiano-cenomaniano, as condições marinhas prevaleceram na bacia. A Formação Macaé consiste em carbonatos clásticos e oolíticos (Membro Quissamã) que, localmente, aparecem completamente dolomitizados. A sucessão vertical inclui calcilutitos, margas e folhelhos (Membro Outeiro) e arenitos turbidíticos (Membro Namorado). Nas porções mais proximais, a Formação Macaé é constituída por conglomerados e arenitos pobremente selecionados (Membro Goitacás).

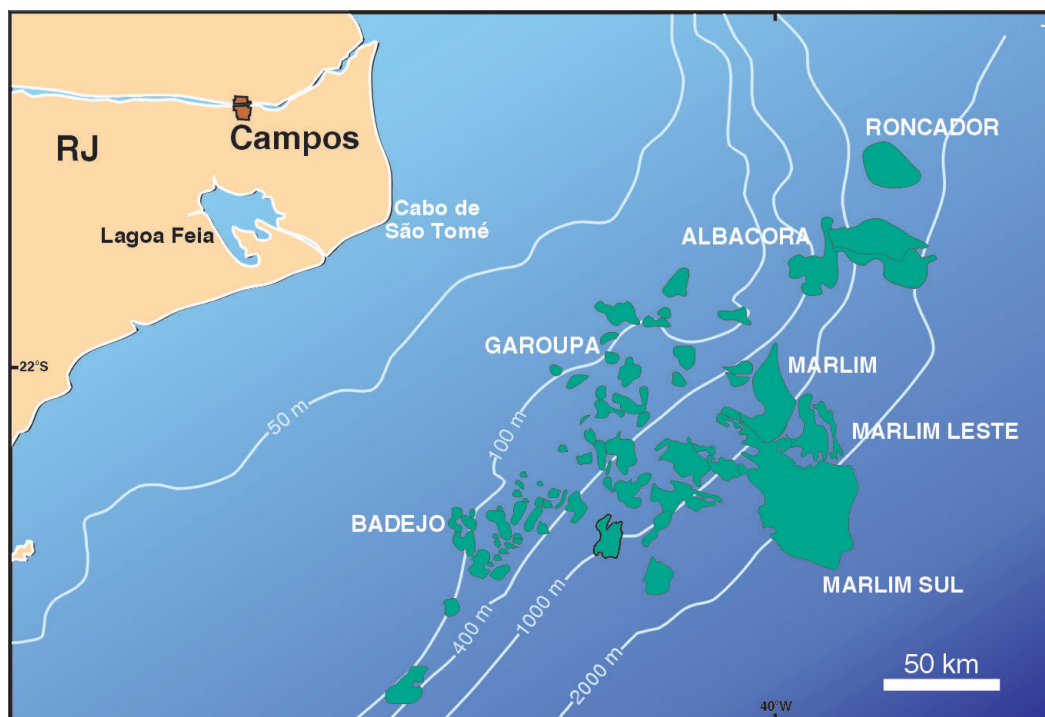


Figura X.27 – Mapa da Bacia de Campos, com a localização das acumulações petrolíferas já descobertas

Figure X.27 – Map of Campos Basin locating oil accumulations already discovered

O Grupo Campos recobre discordantemente a Formação Macaé e representa o preenchimento desta bacia marginal durante a fase final de subsidência térmica e basculamento do substrato para leste. O pacote é representado por sedimentos proximais, areno-conglomerático-carbonáticos (Formação Emborê) que gradam a folhelhos nas porções distais (Formação Ubatuba). A Formação Ubatuba compreende milhares de metros de espessura de folhelhos e margas, com arenitos turbidíticos intercalados (Membro Carapebus).

O basculamento progressivo da bacia para leste propiciou o desenvolvimento de intensa deformação adiastrófica em função do volumoso fluxo de sal (Demercian *et al.* 1993). A tectônica salina e os estilos estruturais dela resultantes configuram dois casos: próximo à costa, nos primeiros 100 a 200 km, um regime francamente distensivo, que passa a um contexto compressivo na região de águas profundas, originada pela contração mergulho-abaxio do pacote sedimentar em movimento. Falhas normais de geometria lítrica associam-se à tectônica salina.

Nos anos 50, aconteceram as primeiras investidas exploratórias na bacia, com a perfuração de um poço estratigráfico em terra, no Cabo de São Tomé. Os pioneiros levantamentos sísmicos na área remontam ao final da década de 60, e o primeiro campo foi descoberto em 1974; até hoje, 59 campos já foram descobertos na bacia, guardando cerca de 30 bilhões de barris de óleo *in place* (Guardado e Luchesi, 1988).

Sistema Petrolífero Lagoa Feia–Carapebus

No principal sistema petrolífero já caracterizado nas bacias brasileiras, as rochas geradoras são folhelhos calcíferos da Formação Lagoa Feia (Fig. X.28) depositados em ambiente lacustre salobro/salino da fase rifte da bacia. São rochas com elevado potencial gerador, teor de carbono orgânico que pode chegar a 9% e espessura máxima na faixa de 300 m (Guardado *et al.* 2000), com querogênio do tipo I. Tais rochas atingiram condição ideal de maturação e expulsão de petróleo durante o terciário e saturaram com petróleo rochas-reservatório posicionadas em diversos horizontes estratigráficos, desde os basaltos fraturados do substrato da bacia, coquinas na seção rifte, carbonatos do cretáceo e terciário e corpos turbidíticos posicionados em diversos níveis estratigráficos, alguns deles bastante rasos, situados próximo ao fundo do mar. A denominação aqui empregada – Lagoa Feia–Carapebus – faz referência ao gerador e aos reservatórios localizados no nível estratigráfico mais elevado, ocorrendo outros em posições mais inferiores, como acima mencionado.

Para a seção pós-sal, a migração secundária deu-se por falhas normais de geometria lítrica que, como dutos para níveis estratigráficos mais elevados, se abastecem de petróleo ao encontrarem “janelas” abertas na camada evaporítica; estas

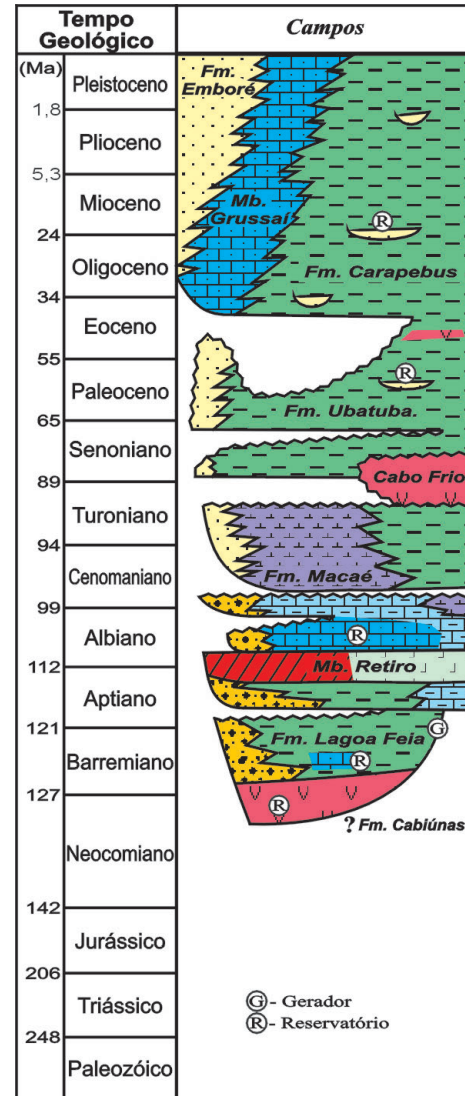


Figura X.28 – Carta estratigráfica da Bacia de Campos, com indicação dos elementos do sistema petrolífero atuante na área (mod. de Milani e Thomaz Filho, 2000)

Figure X.28 – Stratigraphic map of Campos Basin indicating the elements of the oil system acting on the area (mod. from Milani and Thomaz Filho, 2000)

lacunas estratigráficas foram originadas pelo fluxo sedimentar no sentido das regiões mais profundas, situadas a leste. Os reservatórios mais significativos da bacia, pelo volume que encerram, são os turbiditos arenosos da Formação Carapebus, do neo-cretáceo e terciário, capeados por folhelhos da Formação Ubatuba.

As trapas desenvolveram-se associadas à evolução da halocinese sinsedimentar na bacia, de tal sorte que incluem um caráter misto estrutural-estratigráfico. O Sistema Petrolífero

Lagoa Feia–Carapebus foi o responsável pela origem dos maiores campos descobertos no Brasil até os dias de hoje, tais como Marlim, Albacora, Roncador, Barracuda e Marimbá, todos em turbiditos. Encerrando também volumes muito importantes de petróleo aparecem reservatórios em outras unidades estratigráficas, tais como os carbonatos da Formação Macaé (campos de Garoupa, Bonito, Bicudo, Linguado e Pampo), arenitos do Albo-Cenomaniano (campos de Namorado e Cherne), os basaltos fraturados da Formação Cabiúnas no Campo de Badejo e as coquinas da Formação Lagoa Feia no Campo de Trilha. Carbonatos terciários da Formação Ubatuba–Membro Siri, que ocorrem na porção de águas rasas da bacia, encerram apreciáveis volumes de óleo pesado, biodegradado.

Os óleos da Bacia de Campos apresentam densidade entre 14° e 32° API (Mello *et al.* 1994), definindo misturas entre petróleos biodegradados e outros não submetidos à destrutiva ação bacteriana. As misturas foram consequência de sucessivos pulsos de migração secundária ao longo do tempo (Guardado *et al.* 2000).

Campo de Roncador

Descoberto em 1996 pelo poço pioneiro 1-RJS-436A, perfurado em lâmina d'água de 1.845 m e a 130 km do litoral do Estado do Rio de Janeiro, o Campo de Roncador (Fig. X.29), em volume de petróleo, é a maior acumulação em turbiditos cretáceos já encontrada na Bacia de Campos. O campo, com

área de 115 km², situa-se na porção intermediária do talude continental, em uma faixa batimétrica entre 1.500 e 2.000 m.

O petróleo de Roncador encontra-se em arenitos do maastrichtiano, e a geometria do campo é complexa, fruto da evolução deposicional que acompanhou movimentos halocinéticos e diversos episódios erosivos. Essa complexidade geométrica é acompanhada por grande variação na densidade do petróleo para cada zona produtora ou bloco da acumulação, entre 18° e 31° API. O campo é segmentado por uma falha normal de orientação NW–SE e rejeito da ordem de até 200 m. No bloco baixo dessa falha aloja-se o petróleo mais leve (27° a 31° API), enquanto no bloco alto foi acumulado o óleo pesado (18° a 22° API). O volume de petróleo *in place* é de 9,7 bilhões de barris e a reserva de Roncador pode alcançar 2,9 bilhões de barris (Rangel *et al.* 1998).

A resposta geofísica do campo é bastante particular: muito embora a possança de arenitos saturados com petróleo constatada pelo poço pioneiro seja da ordem de 150 m, apenas a seção mais superior da acumulação exhibe amplitude sísmica anômala (Guardado *et al.* 2000), característica de um DHI (*Direct Hydrocarbon Indicator*). As demais quatro zonas com petróleo não apresentam contraste de impedância acústica com seus folhelhos encaixantes (Rangel *et al.* 1998), de tal modo que sua presença não é claramente perceptível nos dados sísmicos.

Os reservatórios do Campo de Roncador são arenitos finos a médios, localmente grossos a conglomeráticos. Arranjam-se

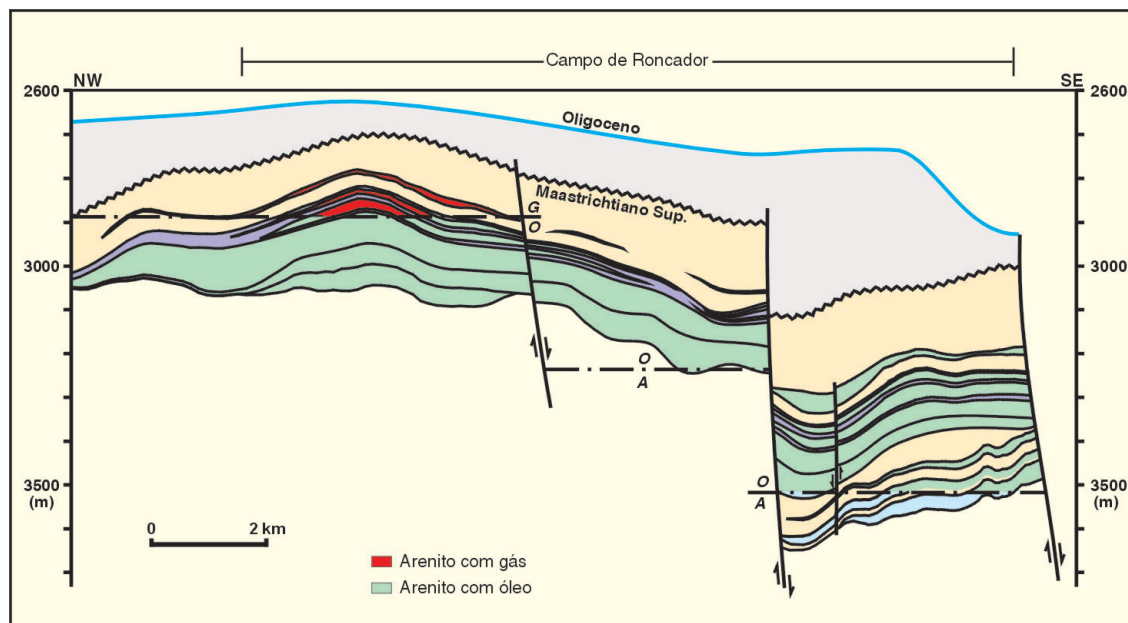


Figura X.29 – Seção de correlação cronoestratigráfica, baseada em dados de poços, ilustrando o Campo de Roncador, Bacia de Campos (mod. de Barroso *et al.* 2000). Notar o conjunto de falhas normais que afeta a área, compartimentando a acumulação numa série de blocos independentes

Figure X.29 – Section of chronostratigraphic correlation, based on well data, illustrating the Roncador Field, Campos Basin (mod. from Barroso *et al.* 2000). Note the set of normal faults which segments the accumulation in a series of independent blocks

em pacotes com até 250 m de espessura, lateralmente confinados pela intensa estruturação da área, que define uma série de blocos com contatos óleo-água individualizados. Trata-se de reservatórios de boa porosidade (27% a 30%) e elevada permeabilidade.

Campo de Marlim

O Campo de Marlim foi descoberto em 1985 pelo pioneiro 1-RJS-219A, perfurado em lâmina d'água de 835 m (Fig. X.30). Esse poço testou uma anomalia de amplitude sísmica que se revelaria como um leque arenoso de mar baixo de idade oligocênica, com cerca de 150 km² de área e espessura de 73 m, saturado por óleo de 19° API e situado entre as cotas batimétricas de 500 e 1.100 m. A trapa é eminentemente estratigráfica no sentido oeste, norte e sul, dada pelo *pinch out* dos reservatórios contra os folhelhos que envolvem o depósito arenoso; para leste, a acumulação termina contra uma falha normal lítrica, interpretada como sendo o duto pelo qual o petróleo ascendeu a partir da rocha geradora, situada na Formação Lagoa Feia (Tinoco e Corá, 1991). Como Complexo de Marlim denomina-se o campo propriamente dito e as acumulações adjacentes (Marlim Leste e Marlim Sul), em similar contexto estratigráfico e estrutural, no conjunto alcançando uma área de 380 km² e encerrando volume de óleo *in place* da ordem de 14 bilhões de barris (Tigre *et al.* 1990), e é a maior acumulação petrolífera já encontrada em território brasileiro.

O reservatório Marlim consiste em uma série de lobos submarinos coalescentes, não-confinados, resultando em vasto corpo arenoso maciço e relativamente homogêneo, de granulometria média a fina e porosidade da ordem de 25%, com espessura média de 47 m, praticamente inconsolidados. O reservatório do Campo de Marlim abriga petróleo de densidade entre 17° e 21° API, biodegradado. Nas porções oeste e noroeste do campo, aparecem depósitos de geometria alongada que registram as fácies arenosas ligadas a canais alimentadores dos lobos distais.

As fácies que constituem o reservatório de Marlim são: arenito fino a médio, maciço; interlaminados síltico-arenoso-argiloso, bioturbado; e arenitos muito finos com *ripples*, interpretados como sendo depósitos originados pela ação de correntes de contorno em águas profundas que retrabalham os espessos corpos turbidíticos (Guardado *et al.* 1989).

A análise composicional dos arenitos de Marlim revelou uma composição arcossiana, com cerca de 30% de feldspatos, principalmente potássicos. É baixa a taxa de alteração desses minerais quando comparados a outros reservatórios terciários da bacia, o que reduz a presença de caulinita e outros argilo-minerais que, potencialmente, prejudicam o fluxo durante a produção. A condição de alta friabilidade desses reservatórios acarreta baixa recuperação dos testemunhos coletados no campo, dificultando medições das condições petrofísicas. Ao mesmo tempo, a natureza friável da rocha favorece a produção de sólidos juntamente com o petróleo, fazendo-se necessárias

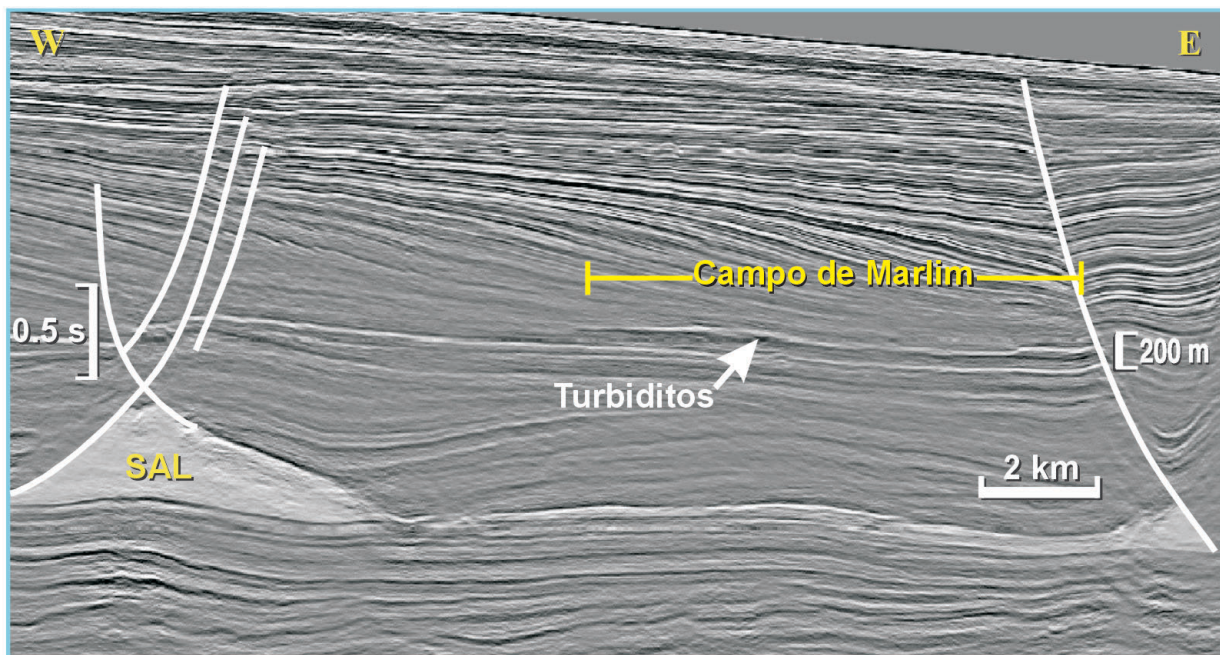


Figura X.30 – Seção sísmica de reflexão no Campo de Marlim, Bacia de Campos (mod. de Candido e Corá, 1990)

Figure X.30 – Seismic reflection section of Marlim Field, Campos Basin (mod. from Candido and Cora, 1990)

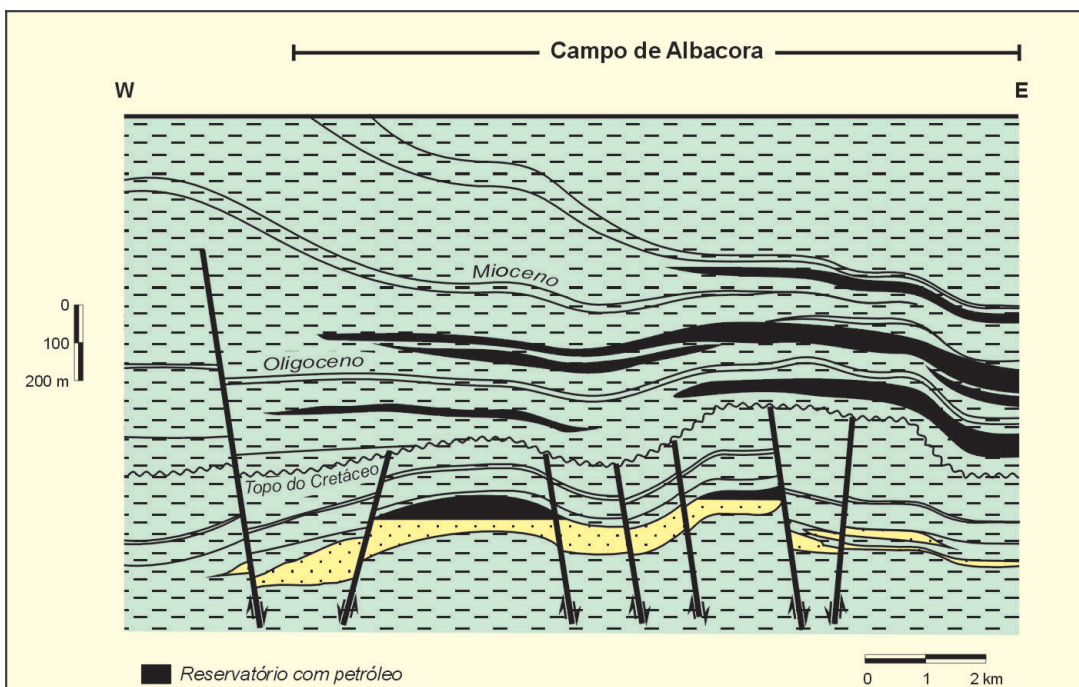


Figura X.31 – Seção geológica ilustrativa dos diversos reservatórios saturados de petróleo no Campo de Albacora, Bacia de Campos (mod. de Candido e Corá, 1990)

Figure X.31 – Geological section illustrating several reservoirs saturated with oil at Albacora Field, Campos Basin (mod. from Candido and Cora, 1990)

medidas especiais de contenção de areia nos poços produtores.

A reserva de óleo em Marlim é de 1,7 bilhão de barris (Bruhn *et al.* 1996); em 2002, o campo alcançou a vazão média diária da ordem de 500.000 barris, que corresponde a seu pico de produção planejado.

Campo de Albacora

Ocorrida em 1984, a descoberta do Campo de Albacora (Fig. X.31) foi a primeira entre os “super-gigantes” de água profunda da Bacia de Campos, o que abriu para a exploração vasta fronteira até então intocada. O poço pioneiro, o 1-RJS-297, foi perfurado em lâmina d’água de 293 m e constatou uma seção arenosa constituída por seis corpos turbidíticos empilhados, com idades entre o albo-cenomaniano e o mioceno, situados a profundidades entre 2.300 e 3.300 m abaixo do nível do mar. Os arenitos produtores constatados pelo pioneiro estendem-se lateralmente, para águas profundas, a distâncias variáveis para cada nível, sendo que o reservatório do Mioceno, o mais amplo, avança até a lâmina d’água de 2.000 m.

O campo ocupa uma área de 235 km², com uma espessura acumulada das diversas zonas portadoras de óleo da ordem de 117 m. A porosidade é muito variável, sendo em média de 17% nos arenitos mais antigos e de 30% nos turbiditos do

mioceno. O maior volume de óleo da jazida encontra-se trapeado em reservatórios de idade oligocênica. Já os reservatórios do mioceno guardam vasta capa de gás.

A densidade do óleo aumenta no sentido dos reservatórios mais jovens, sendo de 30° API nos do albo-cenomaniano e de 17° API nos do mioceno (Candido e Corá, 1990). O volume de óleo *in place* em Albacora é da ordem de 4,5 bilhões de barris (Tigre *et al.* 1990).

O Campo de Albacora ocupa o ápice de um anticlinal orientado a SW–NE, estruturando a seção do cretáceo superior e do terciário. O pacote albiano é afetado também por um sistema de falhas normais N–S, algumas delas delimitando e compartimentando a acumulação para as areias dessa idade. Em sua deposição, os corpos turbidíticos de Albacora foram fortemente condicionados pela tectônica salina; com seu fluxo para leste, a saída dos evaporitos deixou inúmeras depressões no substrato, que definiram sítios preferenciais à captação dos fluxos arenosos.

Os reservatórios oligocênicos de Albacora constituem sistema de leques turbidíticos de mar baixo, com elementos canalizados na porção noroeste do campo e lobos nas demais áreas (Candido, 1991). As fácies reconhecidas para os reservatórios dessa idade são: arenito fino a médio; arenito médio a grosso; lamito seixoso; e conglomerado. Diamictitos e lamitos deformados representam depósitos de talude associados aos reservatórios arenosos turbidíticos. Depósitos

de contornitos e de margas hemipelágicas também ocorrem, sendo as últimas os melhores marcos estratigráficos para correlação (Souza Cruz *et al.* 1986).

Para os depósitos de idade albo-cenomaniana, predominam fácies de arenito maciço com cimento calcífero; interlaminação arenito-folhelho-calculutito; e marga bioturbada. Compreendem um complexo sistema turbidítico em que se amalgamaram doze corpos arenosos individuais (Bruhn *et al.* 1998). A cimentação calcífera, que aumenta de intensidade com a profundidade, propicia a formação de concreções com geometria lenticular que, associadas às intercalações de folhelho, representam barreiras de permeabilidade com impacto sobre os mecanismos de fluxo durante a fase de produção.

Campo de Garoupa

Esta foi a primeira acumulação comercial descoberta na Bacia de Campos, feito alcançado com a perfuração do poço 1-RJS-9A, em 1974. Garoupa (Fig. X.32) localiza-se a cerca de 80 km a SE do Cabo de São Tomé, em cota batimétrica de 125 m. O campo tem uma área de 16 km² e produz petróleo com densidade entre 29° e 32° API de reservatórios carbonáticos albianos da Formação Macaé, que ocorrem a uma profundidade em torno de 3.100 m.

Os reservatórios do campo, com uma coluna de óleo de 145 m, têm porosidades de 17% a 22% (Tigre, 1988) e estão estruturados em anticlinal limitado por falhas normais lístricas a leste e a oeste; os mergulhos estruturais ao nível dos reservatórios, nos flancos da feição dômica, são da ordem de 3° a 7°. A componente estratigráfica da acumulação é dada pelo acunhamento das fácies porosas de calcarenitos e calcirruditos de alta energia, que gradam lateralmente a calcilutitos (Baumgarten, 1989). As rochas de granulometria mais grossa desenvolveram-se em função da evolução de um alto halocinético local durante o basculamento regional pós-Aptiano da bacia para leste.

Na zona produtora de Garoupa, quatro fácies principais são reconhecidas: *grainstone* poroso, *grainstone* cimentado, *wackestone/packstone* e *grainstone* bioturbado, cimentado (Guimarães *et al.* 1998). Reservatórios efetivos localizam-se na primeira delas, sendo que as demais representam rochas submetidas a fenômenos de cimentação freática e de bioturbação durante episódios de exposição subaérea.

O espaço poroso dos carbonatos Macaé exibe elementos de macroporosidade e microporosidade; a primeira é basicamente intergranular, mas também móldica e vugular por dissolução. Microporosidade é observada na matriz, nos grãos e no cimento, sendo predominante na zona de transição.

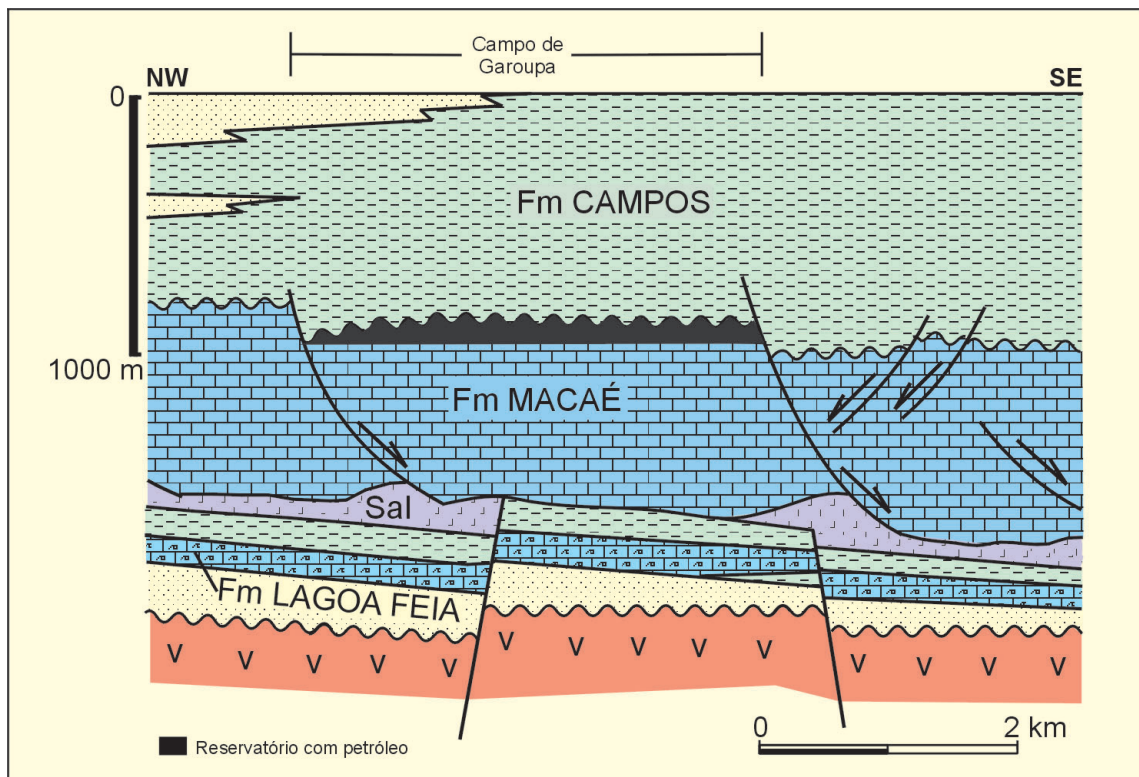


Figura X.32 – Seção geológica esquemática ilustrando a configuração estrutural-estratigráfica do Campo de Garoupa, Bacia de Campos

Figure X.32 – Schematic geological section illustrating the stratigraphic-structural configuration of Garoupa Field, Campos Basin

O reservatório em Garoupa inclui espessa zona de transição óleo-água, correspondente a um terço da coluna total de hidrocarbonetos do campo. O contato óleo-água encontra-se ligeiramente inclinado para nordeste, como consequência da interação entre fenômenos diagenéticos e a migração do petróleo de leste para oeste dentro do campo.

As reservas de óleo e de gás associado no reservatório Macaé de Garoupa são de 58 milhões de barris e 1,6 bilhão de m³ (Baumgarten *et al.* 1982).

Campo de Badejo

Descoberto em 1975 pelo pioneiro 1-RJS-13, o Campo de Badejo (Fig. X.33) situa-se na culminância estrutural de um proeminente *horst* ao nível do embasamento, o Alto de Badejo, que se desenvolve em uma direção SW-NE a cerca de 70 km da costa, em área de lâmina d'água próxima aos 100 m. Esta jazida caracteriza-se pela produção de petróleo de 27° API a partir de coquinas da Formação Lagoa Feia e de 33° API em basaltos fraturados da Formação Cabiúnas. Os volumes de óleo *in situ* em cada um desses horizontes estratigráficos são de, respectivamente, 76 e 35 milhões de barris (Baumgarten *et al.* 1986).

As coquinas exibem um padrão de porosidade bastante heterogêneo, com valores da ordem de 10% a 15%; a porosidade é basicamente móldica e vugular, por dissolução

secundária das carapaças. Recristalização por fenômenos diagenéticos produziu cimentação por calcita e sílica, comprometendo as qualidades permo-porosas dessas rochas. As coquinas ocorrem em vários horizontes, com espessuras de até 150 m, intercaladas a arenitos líticos e folhelhos. Elas são constituídas basicamente por carapaças de pelecípodes, bastante retrabalhadas, com matriz terrígena. Aparecem níveis de oóides talco-estivensíticos, margas com leitos de ostracodes e arenitos bioturbados.

O basalto, reservatório não-convencional produtor em Badejo por meio de fraturas, é de características tholeiíticas e exhibe abundantes vesículas preenchidas por zeolitas, localmente tendo textura brechóide. A remoção das zeolitas por dissolução secundária, favorecida pela presença das fraturas, gerou porosidade vugular adicional a essa seção. As fraturas são localmente preenchidas por calcita; o maior óbice no que concerne à produção a partir destas rochas é o caráter descontínuo das redes de fraturas, cuja ocorrência é de difícil predição.

A idade radiométrica dos basaltos Cabiúnas, obtida por meio do método K-Ar, está na faixa 120–130 Ma (Pimentel e Gomes, 1982). Estudos dessa unidade identificaram ciclos que incluem um pacote basal de lava diferenciada durante sua consolidação; uma seção brechóide, indicativa de atividade piroclástica ou fragmentação da lava sotoposta; um pacote tufáceo muito alterado; e, culminando cada ciclo, aparecem arenitos argilosos *inter-traps*.

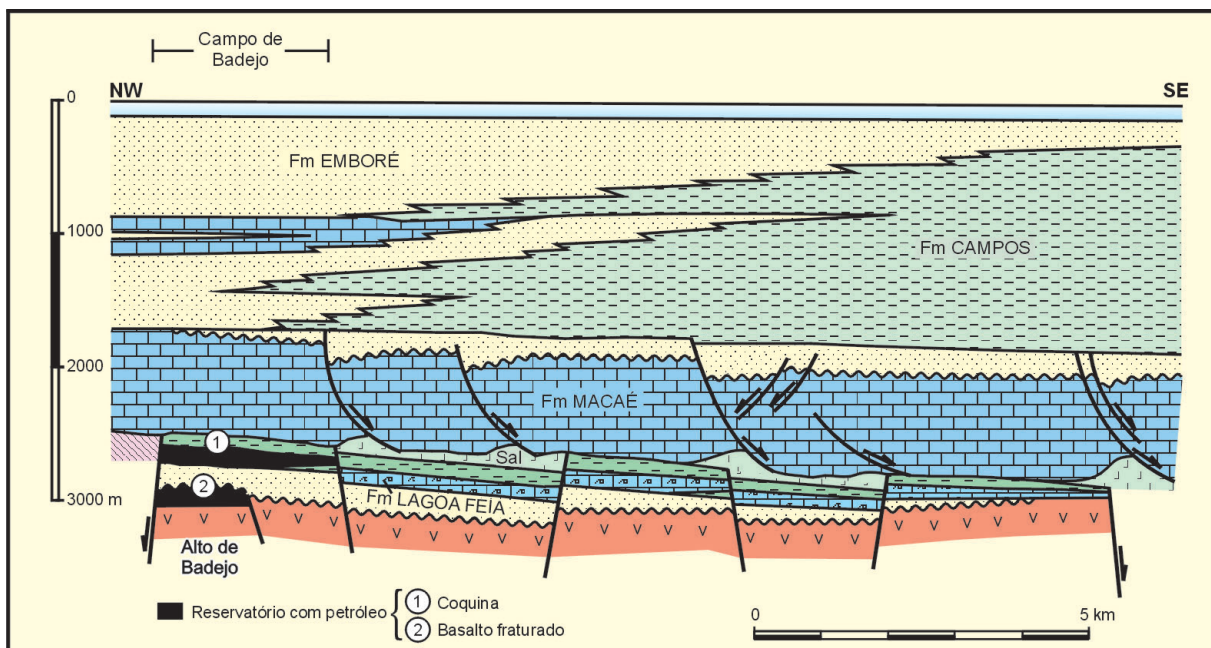


Figura X.33 – Seção geológica regional na porção sul da Bacia de Campos, mostrando o contexto estrutural e estratigráfico do Campo de Badejo (mod. de Tigre, 1988)

Figure X.33 – Regional geological section of the southern portion of Campos Basin showing the structural and stratigraphic framework of Badejo Field (mod. from Tigre, 1988)

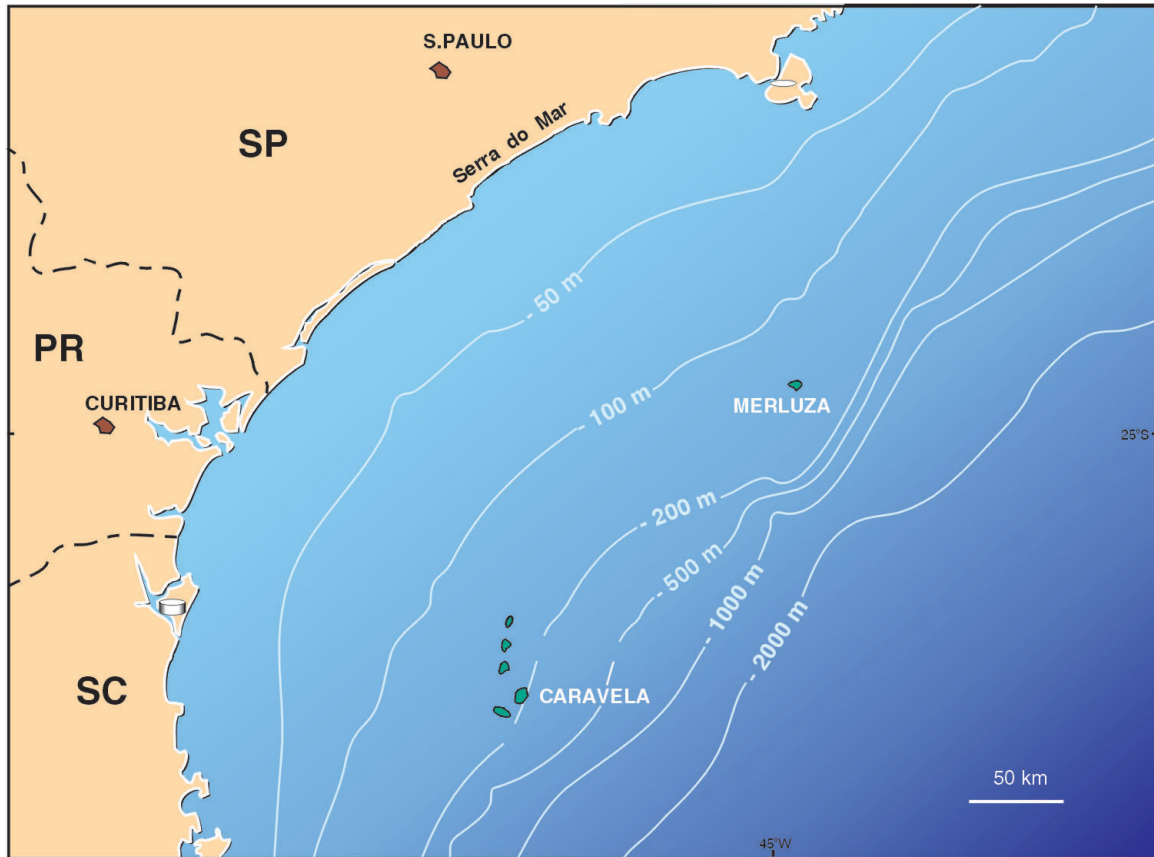


Figura X.34 – Mapa da Bacia de Santos, com os campos de petróleo já descobertos

Figure X.34 – Map of Santos Basin indicating the elements of oil system acting on the area

Bacia de Santos

A Bacia de Santos (Fig. X.34) tem orientação geral SW–NE e geometria côncava, abrangendo cerca de 200.000 km² do sudeste brasileiro. A norte é limitada pelo Arco de Cabo Frio e a sul pela Plataforma de Florianópolis, ambas sendo feições que se posicionam na terminação de lineamentos oceânicos expressivos (Cainelli e Mohriak, 1998). No sentido oeste, a Bacia de Santos é limitada pela Serra do Mar, uma feição fisiográfica que confina a bacia marginal ao domínio oceânico. A espessura total máxima do pacote neocomiano a recente que a preenche é estimada em cerca de 11.000 m.

Os primeiros levantamentos geofísicos na bacia datam de 1968 e em 1970 foi perfurado o primeiro poço. Até hoje foram descobertos 6 campos na Bacia, dos quais cinco em reservatórios carbonáticos albianos e um em rochas siliciclásticas do neocretáceo.

Sistema Petrolífero Itajaí Açu–Guarujá

As rochas pelíticas (folhelhos calcíferos e margas) da Formação Itajaí Açu, de idade cenomaniana-turoniana, são os geradores

do petróleo para esse sistema petrolífero (Fig. X.35). Tais rochas contêm querogênio do tipo II e teor de carbono orgânico de até 5%, ocorrendo com espessura máxima de 150 m. A migração foi por superfícies de discordância. Os reservatórios são calcarenitos porosos albianos da Formação Guarujá, estruturados em amplos anticlinais associados à halocinese. Exemplificam essa condição os campos de Caravela, Estrela do Mar, Tubarão e Coral, na porção sul da bacia.

Esse sistema gerador também alimentou rochas siliciclásticas neocretácicas; tal é o caso no Campo de Merluza, onde turbiditos santonianos e arenitos maastrichtianos de plataforma foram saturados por gás, tendo a migração a partir das rochas geradoras ocorrido por falhas lísticas.

Campo de Caravela

O Campo de Caravela situa-se na porção sul da Bacia de Santos, em lâmina d'água de 195 m. A acumulação, descoberta pelo pioneiro 1-BSS-64, ocorre em ampla feição dômica com eixo N–S, de origem halocinética, cortada por falhamentos também nessa orientação, estruturando a seção de carbonatos albianos da Formação Guarujá que constituem os reservatórios

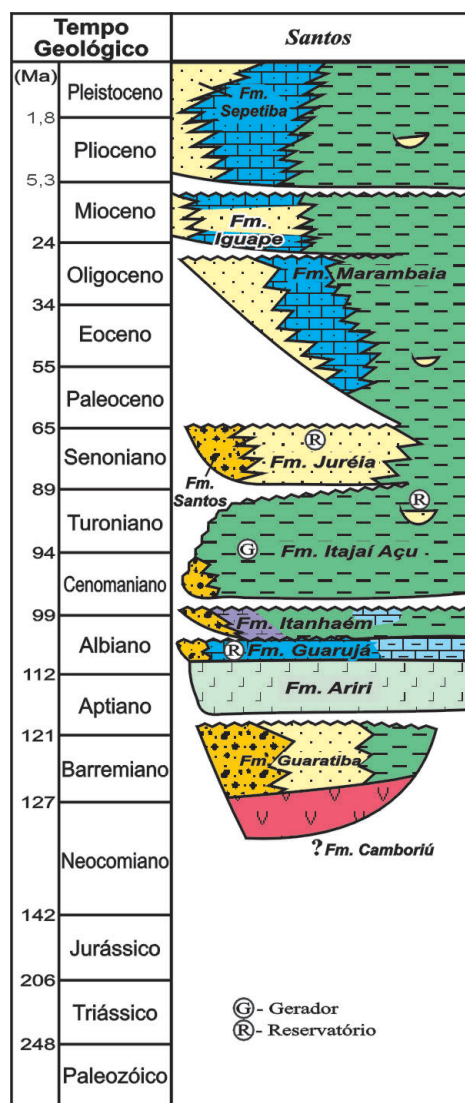


Figura X.35 – Carta estratigráfica da Bacia de Santos, com indicação dos elementos do sistema petrolífero atuante na área (mod. de Milani e Thomaz Filho, 2000)

Figure X.35 – Stratigraphic map of Santos Basin indicating the elements of oil system acting on the area (mod. from Milani and Thomaz Filho, 2000)

do campo. O óleo, com densidades entre 38° e 45° API, satura *grainstones* oolíticos e oncolíticos situados a 4.900 m, as maiores profundidades de que se obtém produção petrolífera hoje em dia no Brasil. Ao tempo da descoberta, a reserva de óleo e condensado no Campo de Caravela foi estimada em 109 milhões de barris, e a de gás natural em 2,5 bilhões de m³ (Moraes *et al.* 1994).

O gás associado a essa jazida inclui 38 ppm de H₂S, impondo a aplicação de normas ligadas à segurança operacional, pois existe potencial para severa corrosão de equipamentos e eventuais vazamentos associados, com os conseqüentes riscos à vida humana no ambiente de trabalho.

Os reservatórios eo-mesoalbianos em Caravela, correspondentes à Formação Guarujá Inferior, caracterizam-se por importante compartimentalização vertical (Fig. X.36), associada a uma boa continuidade lateral, o que condiciona complexos arranjos de fluidos que influem notavelmente nos mecanismos de fluxo e, conseqüentemente, no gerenciamento da produção. As rochas-reservatório são calcarenitos oolíticos de barras de plataforma intercalados a calcarenitos peloidais depositados em ambiente de menor energia. As porosidades chegam a 24%, e as permeabilidades são da ordem de até alguns Darcies, valores anômalos para a grande profundidade em questão.

Campo de Merluza

Descoberto pelo pioneiro 1-SPS-11, em 1979, o Campo de Merluza (Fig. X.37) materializa a singular história de sucesso da campanha exploratória executada por companhias contratantes com cláusula de risco, condição vigente no País entre o final dos anos 70 e meados dos 80. O contrato em questão foi operado pelo consórcio Pecten–Marathon–Shell; a descoberta deu-se a 140 km da costa do Estado de São Paulo, em área com lâmina d'água entre 120 e 140 m. A estrutura perfurada tem forma dômica alongada a N–S, área de 29 km² e relevo de 160 m, tendo gênese relacionada à intensa halocinese que caracterizou a evolução da Bacia de Santos. As reservas de Merluza somam 7 bilhões de m³ de gás e cerca de 10 milhões de barris de condensado (Jinno e Lamas, 1990).

A acumulação ocorre em dois níveis estratigráficos distintos: em arenitos de plataforma marinha rasa da porção basal da Formação Juréia, de idade maastrichtiana, e em arenitos turbidíticos santonianos da Formação Itajaí Açu – Membro Ilhabela (Rodrigues *et al.* 1991).

Os arenitos turbidíticos de Merluza são maciços, com gradação normal e exibem espessas franjas diagenéticas de clorita; são caracterizados por porosidade predominantemente intergranular primária, da ordem de 20%. Já os arenitos Juréia, posicionados acima dos turbiditos e deles separados por uma seção pelítica com cerca de 200 m de espessura, representam depósitos de ilha de barreira e exibem cimentação quartzofeldspática, que resulta em porosidades entre 13% e 15%. A presença de um aquífero ativo ao longo do flanco oeste da estrutura contribui para o mecanismo de produção do campo.

Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (Fig. X.38) situa-se no centro e sul do Brasil, onde cobre mais de 1.000.000 de km², estendendo-se aos vizinhos Paraguai, Uruguai e Argentina, onde ocupa outros 400.000 km². A sinéclise exibe formato oval, com eixo maior orientado a NNE–SSW, sendo que dois terços de sua área são

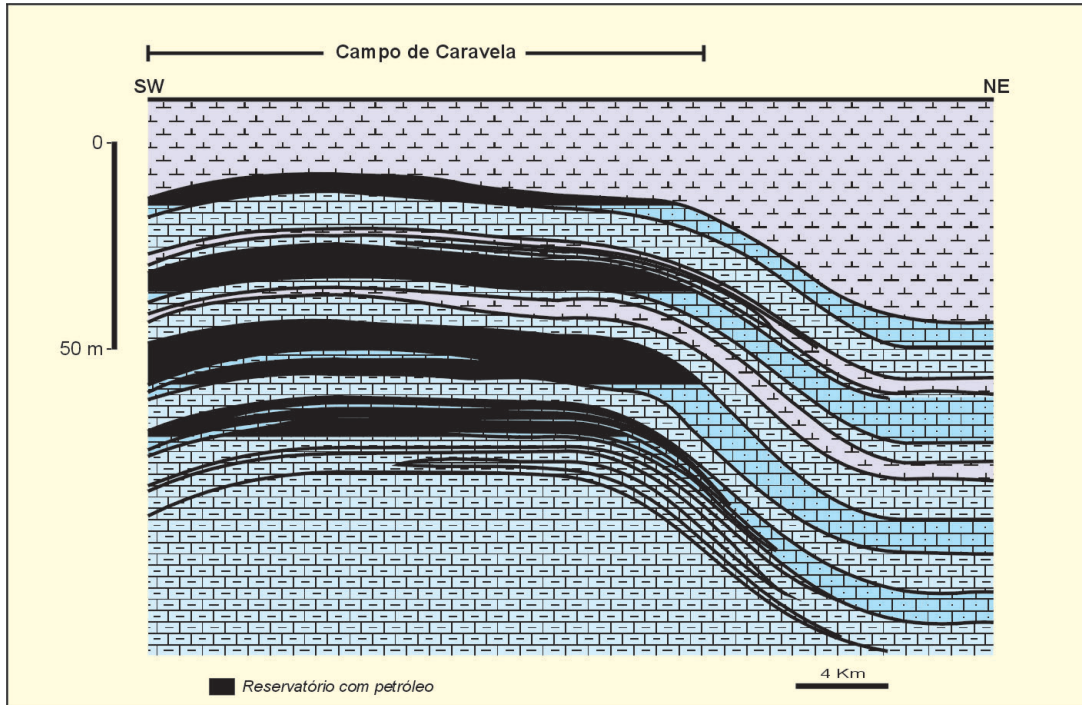


Figura X.36 – Seção geológica de detalhe do Campo de Caravela, Bacia de Santos, ilustrando a distribuição de fácies reservatório nos carbonatos albianos da Formação Guarujá

Figure X.36 – Geological section of detail of Caravela Field, Santos Basin, illustrating the distribution of facies reservoirs in the Albian carbonates of the Guarujá formation

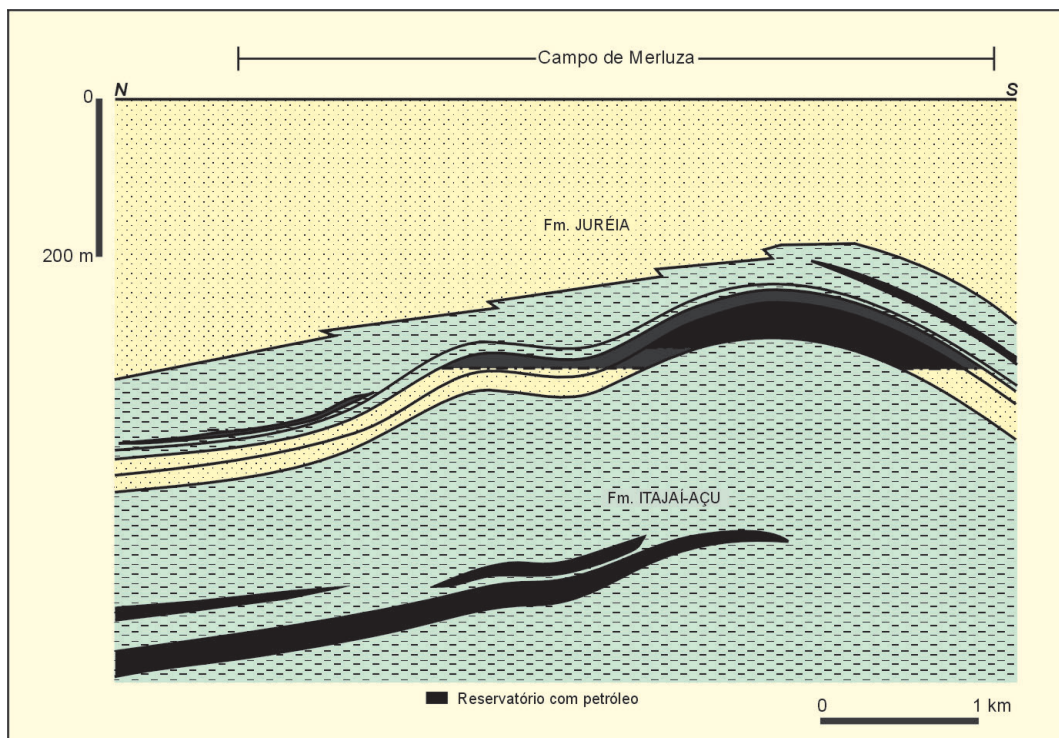


Figura X.37 – Seção de correlação estratigráfica baseada em poços no Campo de Merluza, Bacia de Santos, mostrando a distribuição de arenitos saturados de gás (mod. de Jinno e Lamas, 1990)

Figure X.37 – Section of stratigraphic correlation based on wells at Merluza Field, Santos Basin, showing the distribution of gas-saturated sandstones (mod. from Jinno and Lamas, 1990)



Figura X.38 – Mapa ilustrativo da faixa de ocorrência da Formação Irati em superfície, no flanco leste-sul da Bacia do Paraná

Figure X.38 – Map illustrating the occurring strip of Irati Formation on surface, at southeastern portion of Paraná Basin

cobertos pelas lavas mesozóicas da Formação Serra Geral. As rochas sedimentares que a preenchem aparecem ao longo de um cinturão de afloramentos com mais de 5.500 km de extensão, moldado pelos processos erosivos meso-cenozóicos do continente. O registro sedimentar-magmático desta ampla bacia alcança cerca de 7.000 m de espessura máxima.

A origem e o desenvolvimento da Bacia do Paraná no interior continental do Gondwana, a partir do neo-ordoviciano, teve estreito relacionamento com a evolução dos Gondwanides, importante cinturão de deformação compressiva ativo durante todo o fanerozóico ao longo da margem sudoeste do continente (Milani e Ramos, 1998). As orogenias lá ocorridas parecem ter propagado esforços compressivos seletivamente ao interior do continente, e com isso contribuído na criação de espaço deposicional na Bacia do Paraná (Milani, 1997), bem como na história de deformação da bacia, por meio da reativação de zonas de fraqueza preexistentes do substrato pré-cambriano.

Seis superseqüências são identificadas na Bacia do Paraná (Milani, 1997): Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, II, III e Bauru. As três primeiras correspondem a grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos, enquanto as demais constituem-se de rochas sedimentares de natureza continental e ígneas associadas.

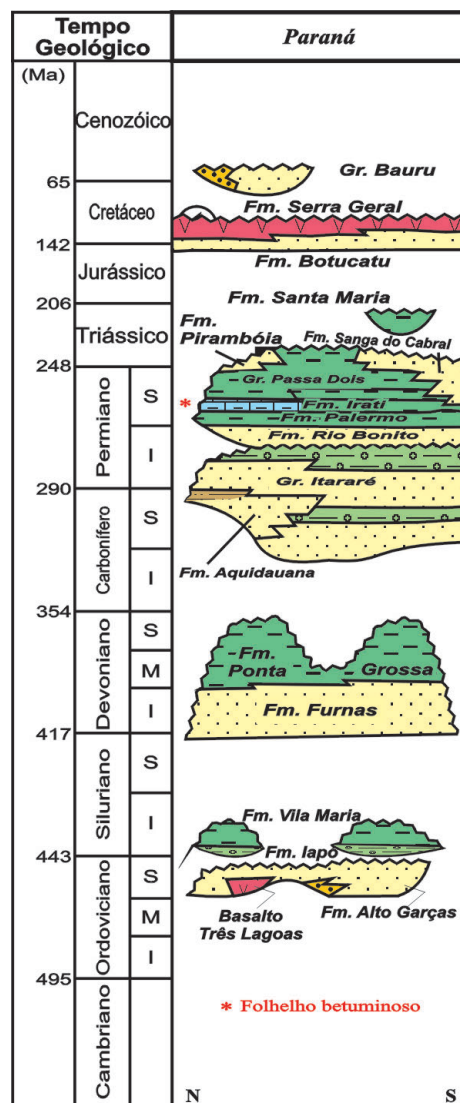


Figura X.39 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (mod. de Milani e Thomaz Filho, 2000), com referência ao posicionamento do folhelho betuminoso da Formação Irati

Figure X.39 – Stratigraphic map of Paraná Basin (mod. From Milani and Thomaz Filho, 2000), with reference to the positioning of bituminous shale of Irati Formation

Com particular interesse ao tema aqui abordado aparece a Superseqüência Gondwana I (Fig. X.39), que constitui o pacote sedimentar mais volumoso da Bacia do Paraná, com espessura total da ordem de 2.500 metros. Trata-se de seção sedimentologicamente complexa e heterogênea, onde estão registradas desde as condições glaciais vigentes durante o neocarbonífero até o seco e árido interior continental do triássico. Em sua porção média, a Superseqüência Gondwana I inclui os folhelhos betuminosos da Formação Irati, rochas que se incluem entre as organicamente mais ricas do Planeta; em função de seu elevado teor de carbono orgânico, a Formação Irati propicia o aproveitamento industrial de seus

folhelhos para a extração de petróleo e gás, como descrito a seguir.

Industrialização do Folhelho Betuminoso Irati: tecnologia não-convencional para produção de petróleo

No Brasil, o interesse pela potencialidade de utilização do folhelho betuminoso, ou “xisto”, como fonte alternativa para produção de petróleo, é antigo. A primeira extração de petróleo a partir de folhelho organicamente rico aconteceu em 1884, na Bahia. Em 1935, em São Mateus do Sul – PR, uma usina rudimentar chegou a produzir em torno de 300 litros de óleo por dia a partir do folhelho da Formação Irati.

Em 1949, o Governo Federal decide investigar cientificamente as potencialidades do xisto e a viabilidade econômica de sua industrialização. Um ano mais tarde, é criada a Comissão de Industrialização do Xisto Betuminoso, para estudar a construção de uma usina na cidade de Tremembé, Bacia de Taubaté, São Paulo, com capacidade para produzir 10 mil barris diários. Com a criação da PETROBRAS em 1953, o acervo desta Comissão é por ela incorporado e, em 1957-58, foi desenvolvido um novo processo de tratamento do folhelho betuminoso, o Petrosix, reconhecido mundialmente como o mais avançado no aproveitamento industrial de folhelhos betuminosos.

A maior parte do folhelho betuminoso existente em território nacional, com as características mais adequadas ao aproveitamento industrial, está incluída na Formação Irati,

Permiano da Bacia Paraná (Fig. X.36), que ocorre nos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, Mato Grosso do Sul e Goiás. A PETROBRAS concentrou suas operações na jazida de São Mateus do Sul, onde o minério é encontrado em duas camadas: a superior, com 6,4 metros de espessura e teor de óleo de 6,4%, e a inferior, com 3,2 metros de espessura e teor de óleo de 9,1% (Fig. X.40).

Em 1972, entrou em operação a Usina Protótipo do Irati, comprovando operacionalmente a viabilidade técnica do processo Petrosix. A consolidação dessa tecnologia se completaria em dezembro de 1991, quando entrou em operação o módulo industrial da usina paranaense. Hoje, a Superintendência de Industrialização do Xisto minera e processa diariamente 7.800 toneladas de rocha cujo tratamento recupera 3.870 barris de óleo, 120 toneladas de gás combustível, 45 toneladas de gás liquefeito e 75 toneladas de enxofre.

A principal característica da tecnologia desenvolvida pela PETROBRAS é a simplicidade operacional. Depois de minerado a céu aberto, o folhelho betuminoso vai para um britador, que o reduz a fragmentos com tamanhos entre 6 e 70 mm. Esse material britado é então levado a uma retorta, onde é submetido a um processo de pirólise a 500 graus centígrados, sendo então a matéria orgânica – ou querogênio – convertida em óleo e gás. Terminado o processo de extração do óleo e gás da rocha, o “xisto retornado” é devolvido à área minerada, que é então recuperada sob o ponto de vista ambiental. Segundo as premissas operacionais do processo Petrosix, de cada quilômetro quadrado da Formação Irati podem ser obtidos 7,3 milhões de barris de petróleo (Padula, 1968).

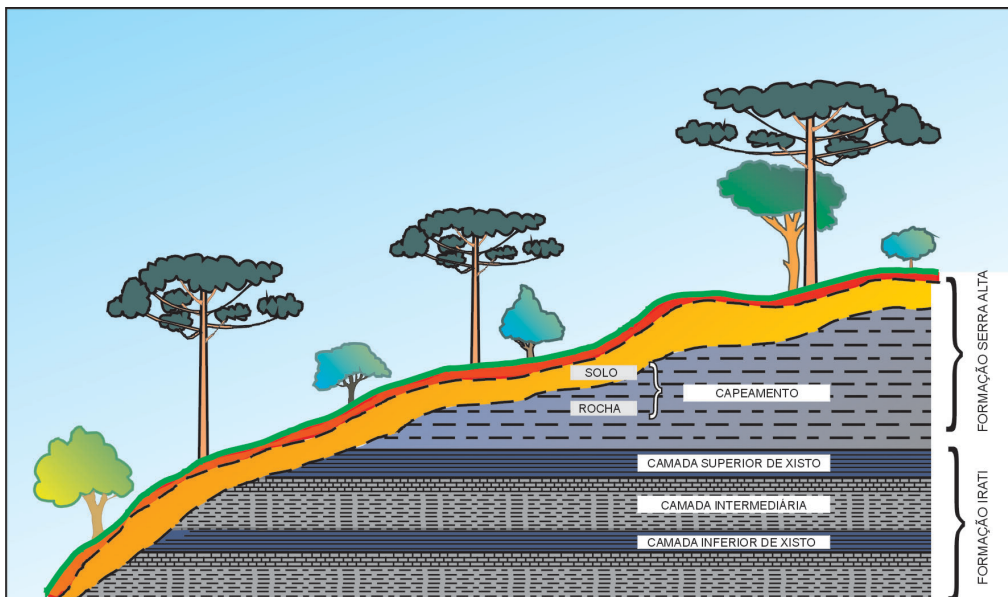


Figura X.40 – Detalhe estratigráfico do Grupo Passa Dois na área da Superintendência de Industrialização do Xisto, em São Mateus do Sul – PR, com destaque para as camadas de folhelho betuminoso da Formação Irati

Figure X.40 – Stratigraphic detail of Passa Dois Group, in the area of Superintendence of Xisto Industrialization, in São Mateus do Sul – PR, showing the layers of bituminous shale of Irati Formation

Referências Bibliográficas

- Alves, J.B., Candido, A., Santos, D.R. 1998. Cação – Bacia do Espírito Santo. In: PETROBRAS, Seminário de Reservas e Reservatórios, 2, Rio de Janeiro. *Anais*, 1 CD-ROM.
- Andrade, G. 1988. Campo de Dom João: Breve histórico e evolução dos conhecimentos geológicos nas décadas de 60/70. In: PETROBRAS, Encontro Técnico sobre o Campo de Dom João, Salvador, *Anais*, 1-9.
- ANP – AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO. 2001. *Anuário estatístico brasileiro do petróleo e do gás natural*. 135 p.
- Bagnoli, E. 1988. O arenito Mossoró, Campo de Canto do Amaro, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar, Brasil: um exemplo de um reservatório de *tidal inlet channel*. In: PETROBRAS, Seminário de geologia de desenvolvimento e reservatório, 3, Salvador, *Anais*, 100-117.
- Barroso, A.S., Mihaguti, M.K., Castro, D.D., Stank, C.V. 2000. Roncador Giant oil field: Deep-water exploration and production of an heterogeneous Maastrichtian turbidite reservoir from Campos Basin, Brazil. In: AAPG Annual Convention, New Orleans. *Extended Abstracts*. 1 CD-ROM.
- Baumgarten, C.S. 1989. Projeto Garoupa: atualização de alguns aspectos da interpretação geológica. *Boletim de Geociências*, PETROBRAS, 3(1/2): 59-65.
- Baumgarten, C.S., Dultra, A.J.C., Scuta, M.S., Figueiredo, M.V.L., Sequeira, M.F.P.B. 1986. Evolução geológica de desenvolvimento das coquinas da Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos. In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, 13-27.
- Baumgarten, C.S., Tibana, P., Brisola, N., Bornemann, F.E., Arso, L.R., Beer, R. 1982. *Projeto Garoupa*. Rio de Janeiro: PETROBRAS/Depex-Cenpes-Depro, p.142.
- Bertani, R.T., Costa, I.G., Matos, R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (Coords.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 291-310.
- Borba, C. 1998. Caracterização de falhas aplicada ao gerenciamento de reservatórios no Campo de Pilar (AL). In: PETROBRAS, Seminário de Reservas e Reservatórios, 2, Rio de Janeiro. *Anais*, 1 CD-ROM.
- Brandão, J.A.S.L., Guardado, R.L. 1998. A exploração de petróleo no Brasil. In: Taha, M. (ed.) *Searching for oil and gas in the land of giants*. Buenos Aires: Schlumberger. 2-14.
- Bruhn, C.H.L., Rodrigues, E.B., Barros, A.P., Backheuser, Y., Freitas, L.C.S., Suarez, C.R. 1996. Estratigrafia de alta resolução, heterogeneidades de reservatório e modelagem geológica tridimensional do reservatório do Campo de Marlim, Bacia de Campos. In: PETROBRAS, Seminário de Reservas e Reservatórios, 1, Rio de Janeiro, *Anais*, 1-9.
- Bruhn, C.H.L., Walker, R.G. 1997. Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, Early Eocene Regencia Canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. *Sedimentology*, Amsterdam, 44:17-46.
- Bruhn, C.H.L., Barroso, A.S., Lopes, M.R.F., Sarzenski, D.J., Abreu, C.J., Silva, C.M.A. 1998. High-resolution stratigraphy and reservoir heterogeneities of upper Albian turbidite reservoirs of Albacora field, Campos Basin, offshore Brazil. In: AAPG Annual Convention, Salt Lake City. *Extended Abstracts*, 1, paper A96, 4p.
- Cainelli, C., Mohriak, W.U. 1998. Brazilian Geology part II: Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. In: AAPG/ABGP, Rio de Janeiro, *Short Course Notes*.
- Camoleze, Z., Silva, E.S.O., Kinzel, J.M., Corrêa, J.R.B. 1990. Estágio atual do desenvolvimento na Província do Rio Urucu, Bacia do Solimões. In: IBP, Congresso Brasileiro de Petróleo, 4, Rio de Janeiro. *Anais*.1-351.
- Candido, A. 1991. Campo de Albacora: geometria dos reservatórios oligocênicos. In: PETROBRAS, Encontro técnico interdepartamental sobre exploração em águas profundas, 3, Rio de Janeiro. *Anais*, 3:57-61.
- Candido, A., Corá, C.A.G. 1990. The Marlim and Albacora giant fields, Campos Basin, Offshore Brazil. In: THOMAS, M. (ed.) *Giant oil and gas fields of the decade 1978-1988*. Tulsa: AAPG. 125-135 (Memoir 54).
- Caputo, M.V., Silva, O.B. 1990. Sedimentação e tectônica na Bacia do Solimões. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (Coords.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. 169-196.
- Cosmo, C.A., Palhares Jr., A., Rangel, H.D., Wolff, B., Figueiredo, A.M.F. 1991. Lagoa Parda Field – Brazil. In: Foster, N.H., Beaumont, E.A. (eds.) *Treatise atlas of oil and gas fields of the world, Stratigraphic Traps II*. Tulsa, AAPG. 349-360.
- De Maman, E.J., Campos, J.A., Mota, R.O. 1990. Arenitos Fava e Bebedouro – Campo de Miranga: geologia dos reservatórios e resultados do projeto de injeção de vapor. In: PETROBRAS, Seminário de geologia de desenvolvimento e reservatório, 4, Natal, *Anais*, 125-135.
- Demercian, S., Szatmari, P., Cobbold, P.R. 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, 228:393-433.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Guardado, L.R., Esteves, F.R., Carminatti, M. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (Coords.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. 333-360.
- Eiras, J.F. 1998. Geology and petroleum system of the Solimões Basin, Brazil. In: Rio'98 AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, *Extended Abstracts*. 446.
- Falconi, C.M.O. 1990. *Sedimentação e caracterização dos arenitos-reservatório da Formação Coqueiro Seco (Cretáceo Inferior), Campo de Pilar, Bacia Sergipe-Alagoas*. Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 177.
- Ferreira, J.V. 1990. Faciologia e características de reservatório das unidades PDO I e PDO IV da Formação Penedo no Campo de Pilar, Bacia de Sergipe-Alagoas. In: PETROBRAS, Seminário de geologia de desenvolvimento e reservatório, 4, Natal, *Anais*, 419-430.
- Guardado, L.R., Luchesi, C.F. 1988. Exploração de petróleo em águas profundas na Bacia de Campos. *Brasil Mineral*, Rio de Janeiro, 60:130-137
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P., Lucchesi, C.F. 1989. The petroleum geology of the Campos Basin, Brazil: a model for a producing Atlantic type basin. In: Edwards, J.D., Santogrossi, P.A. *Divergent passive margin basins*. Tulsa: AAPG. 3-79 (Special Basin Series 48).
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão, J.A.S.L., Mello, M.R. 2000. The petroleum system of the Campos Basin, Brazil. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.) *Petroleum systems of the South Atlantic margins*. Tulsa: AAPG. 317-324 (Memoir 73).
- Guimarães, M.M., Zarpelon, P.R., Carneiro, S.R.R., Thedy, E.A. 1998. Modelagem geológica do Reservatório Quissamã do Campo de Garoupa. In: PETROBRAS, Seminário de Reservas e Reservatórios, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, 1 CD-ROM.
- Jinno, K., Lamas, V. 1990. Campo de Merluza, Bacia de Santos – São Paulo. In: PETROBRAS, Seminário de geologia de desenvolvimento e reservatório, 4, Natal, *Anais*, 548-560.
- Katz, B.J., Mello, M.R. 2000. Petroleum systems of South Atlantic marginal basins – an overview. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.) *Petroleum systems of the South Atlantic margins*. Tulsa: AAPG. 1-13 (Memoir 73).
- Kinzel, J.M., Rocha, L.O.P., Magalhães, C.A.P., Corrêa, J.R.B. 1996. Uso da técnica de poços horizontais no desenvolvimento dos

- campos de Rio Urucu e Leste do Urucu. *In: PETROBRAS, Seminário de Reservas e Reservatórios*, 1, Rio de Janeiro. *Anais*. 401-408.
- Mello, M.R., Koutsoukos, E.A.M., Mohriak, W.U., Bacoccoli, G. 1994. Selected petroleum systems in Brazil. *In: Magoon, L.B., Dow, W.G. (eds.) The petroleum system – from source to trap*. Tulsa: AAPG. 499-512 (Memoir 60).
- Milani, E.J. 1987. Aspectos da evolução tectônica das Bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. *Ciência Técnica Petróleo*, Rio de Janeiro, PETROBRAS, **18**: 61 p.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado, 255 p.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South America. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress. 389-449.
- Milani, E.J., Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:527-544.
- Milani, E.J., Zalán, P.V. 1998. Brazilian Geology part I: The geology of paleozoic cratonic basins and mesozoic interior rifts of Brazil. *In: AAPG/ABGP, Rio de Janeiro. (Short Course Notes)*.
- Milani, E.J., Lana, M.C., Sztamari, P. 1988. Mesozoic rift basins around the NE-Brazilian microplate. *In: Manspeizer, W. Triassic-Jurassic rifting. Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins*. Amsterdam: Elsevier. 2:833-857. (Developments in Geotectonics 22).
- Moraes Jr., J.J., Brandão, J.A.S.L., Porsche, E., Guardado, L.R., Toledo, J.B., Maciel, W.B., Cruz, W.M., Figueiredo, M.V.L., Azambuja, A.R. 1994. Bacia de Santos, pólo sul: perspectivas de uma nova província produtora. *In: IBP, Congresso Brasileiro de Petróleo e Conexpo Arpel '94*, 5, Rio de Janeiro, *Anais*. 281.
- Nolla, F.R., Conceição, L.A.Z. 1988. Campo de Canto do Amaro: um exemplo de exploração exploratória (Bacia Potiguar emersa). *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 3, Salvador, *Anais*. 10-21.
- Novis, M. 1988. Histórico do comportamento dos reservatórios, com ênfase nos projetos de injeção e nos fatores de recuperação. *In: PETROBRAS, Encontro Técnico sobre o campo de Dom João*, Salvador, *Anais*, 10-15.
- Okada, A.H. 1982. *Facies, petrographic and engineering analysis of Lower Cretaceous, Upanema Reservoir, Ubarana Field, Potiguar Basin, Brazil*. Univ. of Texas at Austin, USA. Dissertação de Mestrado, 192 p.
- Padula, V.T. 1968. Estudos geológicos da Formação Irati, sul do Brasil. *In: Boletim Técnico da PETROBRAS*, Rio de Janeiro. **11**(3) 407-430.
- Paz, M.A.M., Souza, M.J. 1986. Campo de Miranga: um exemplo de reexploração. *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 2, Rio de Janeiro, *Anais*. 28-36.
- Pimentel, A.M.P., Gomes, R.M.R. 1982. As rochas ígneas básicas como reservatório do Campo de Badejo, Bacia de Campos. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador, *Anais*, 5:2383-2391.
- Piscetta, M.V.R., Michelli, J.A.S. 1988. Área do embasamento fraturado de Carmópolis: um desafio à exploração. *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 3, Salvador, *Anais*, 145-156.
- Poletto, C.A., Santos, A.V.Q. 1993. Campo de Canto do Amaro – seis anos de desenvolvimento. *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 5, Rio de Janeiro, *Anais*, 245-256.
- Preda, W.N. 1988. Campo de Ubarana, Bacia Potiguar: histórico e geologia de desenvolvimento. *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 3, Salvador. *Anais*, 1-9.
- Rangel, H.D., Santos, P.R., Quintaes, C.M.S.P. 1998. Roncador Field, a new giant in Campos Basin, Brazil. *In: Offshore Technology Conference, Houston 8. Proceedings*, 579-587.
- Rodrigues, A.M., Rodrigues, M.V.G., Ferraz, H.M. 1991. Avaliação de Merluza – uma análise crítica. *In: PETROBRAS, Seminário de Avaliação de Formações*, 8, Natal, *Anais*, 335-346.
- Sarnelli, C. 1988. Campo de Miranga Profundo: histórico e peculiaridades. *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 3, Salvador, *Anais*, 39-53.
- Schwedersky Neto, G., Spizzirri, M.T.A., Gomes, F.A.F., Neves, R.P., Silva, L.G. 1996. Uso de sísmica e geostatística na estimativa de propriedades de reservatório na Zona PD500 do Campo de Riacho da Forquilha (RN). *In: PETROBRAS, Seminário de Reservas e Reservatórios*, 1, Rio de Janeiro, *Anais*, 13-22.
- Silva, A.W., Silva Filho, P. 1990. Injeção de vapor no Campo de Carmópolis. *In: PETROBRAS, Seminário de geologia de desenvolvimento e reservatório*, 4, Natal, *Anais*, 92-103.
- Soares, C.M. 1986. Aumento de produtividade do Calcário Trairi. *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, 173-181.
- Souto Filho, J.D., Correa, A.C.F., Santos Neto, E.V., Trindade, L.A.F. 2000. Alagamar-Açu petroleum system, onshore Potiguar Basin, Brazil: a numerical approach for secondary migration. *In: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.) In: Petroleum systems of the South Atlantic margins*. Tulsa: AAPG. 151-158 (Memoir 73).
- Souza, R.A., Mato, L.F. 1988. Interpretação geológica e zoneamento realizado pelo Beicip-Franlab. *In: PETROBRAS, Encontro Técnico sobre o Campo de Dom João*, Salvador, *Anais*, 19-31.
- Souza Cruz, C.A., Barrocas, S.L.S., Appi, C.J. 1986. Modelo deposicional dos reservatórios turbidíticos do Campo de Alacora, Bacia de Campos. *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, 100-112.
- Tigre, C.A. 1988. Garoupa: descoberta, delimitação e desenvolvimento. *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 3, Salvador, *Anais*, 87-99.
- Tigre, C.A., Corá, C.A.G., Candido, A. 1990. Campos de petróleo em águas profundas na costa brasileira – privilégio da Bacia de Campos? *In: PETROBRAS, Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório*, 4, Natal, *Anais*, 478-489.
- Tinoco, P.M.B., Corá, C.A.G. 1991. Campo de Marlim: contexto geológico e estratégia de produção. *In: PETROBRAS, Seminário de Engenharia de Reservatórios*, 4, Cabo Frio, *Anais*, 321-327.
- Yokota, H.K., Romeu, R.K., Monteiro, M.C., Rosseto, J.A. 2001. Modelagem geológica 3D do Campo de Rio Urucu. *In: PETROBRAS, Seminário de Reservas e Reservatórios*, 3, Rio de Janeiro, *Anais*, 1 CD-ROM.

Nota Bibliográfica dos Autores



Edison José Milani. Geólogo (UFRGS/1977), Mestre (UFOP/1985), Doutor (UFRGS/1997). Na PETROBRAS desde 1978, trabalhando inicialmente como geólogo de poço nas bacias do Recôncavo, Campos e Santos, posteriormente, no Centro de Pesquisas da PETROBRAS, participou de uma série de projetos de estudo das bacias do

Norte e Nordeste. Chefiou o grupo de exploração da Bacia do Paraná, em Curitiba e, atualmente na Sede da Empresa, gerencia um grupo de técnicos dedicados ao desenvolvimento de novas tecnologias aplicadas à Exploração.

E-mail: ejmilani@petrobras.com.br



Laury Medeiros de Araújo. Geólogo (UNISINOS/1978), Doutor (UFRGS/2001). Na PETROBRAS, desde 1979, atuou na área de acompanhamento geológico de poços e avaliação de perfis e testes de formação na Bacia de Campos, desenvolvendo estudos pioneiros na área da hidroquímica

aplicada à exploração. Exerceu atividades de interpretação exploratória na Bacia do Paraná e, atualmente, trabalha no grupo de modelagem de sistemas petrolíferos na PETROBRAS, no Rio de Janeiro.

E-mail: laury@petrobras.com.br

Recursos Minerais Energéticos: Carvão e Urânio

Energy Mineral Resources: Coal and Uranium

Aramis J. Pereira Gomes¹, Paulo Roberto Cruz² e Lindemberg Pinheiro Borges²

¹CPRM - Serviço Geológico do Brasil

²CNEN - Comissão Nacional de Energia Nuclear

Summary

Coal

The first occurrence of coal in Brazil was discovered by Portuguese soldiers in 1795, in the localities of Minas do Leão and Bagé in the Rio Grande do Sul state (RS). In 1822 coal was discovered in Santa Catarina (SC), where in 1876 a railroad was constructed to transport the coal from the mines to a harbor on the coast (Imbituba). In 1928 coal provided Porto Alegre – the capital city of RS – with gas and electric power.

Brazilian coal reached higher levels of production during World Wars I and II. After World War II the first Brazilian metallurgic plant in Volta Redonda, Rio de Janeiro state, used coking coal from mines in Criciúma – SC and nearby counties, which was added to imported coal. Studies on large scale generation of electricity after coal in 1942 led in 1960 to the first 20 MW thermoelectric plant in Candiota. Four more plants followed suit: Charqueadas, Butiá and São Jeônimo in RS; and Jorge Lacerda in SC.

During the world oil crisis in 1973–1979, and up to 1986, coal exploration aimed at locating alternative energy sources led to the definition of fourteen coal fields of greater significance. Eight of those coal fields (Candiota, Capané, Iruí, Leão, Charqueadas, Morungava-Chico Lomã and Sul-Catarinense) are responsible for $30,150 \times 10^6$ t, or 93.4% of the total discovered resources, that reaches $32,279 \times 10^6$ t of contained coal (not R.O.M.).

In Brazil Coal is only exploited economically from Permian strata of the Paraná Basin. It is mostly classified as humic, with vitrinite and inertinite groups comprising around 20–30% and occasionally with high contents of exinite, resembling a sapropelic facies. Its high content of ashes (35–54%) is related to the depositional environment, with deltaic fans in barrier-lagoon systems with low subsidence rates providing for peat deposits and large amounts of fine sediments associated with vegetal matter. The proximity of the sea and periodical invasions of salty waters are responsible by a content of around 1% sulfur. The diagenetic history was associated with high thermal gradient related to the Cretaceous Serra Geral magmatism and resulted in different levels of maturation. The classification of the coal, in accordance to ASTM parameters, ranges from Bituminous High Volatile C, not coking (Candiota, Capané, Iruí, Leão e Charqueadas); to Bituminous High Volatile C, not coking but with

highest vitrinite reflectance, reaching 0.6–0.7% (Morungava–Chico-Lomã); Bituminous High Volatile B coking coal (Morungava–Chico-Lomã MCL4 and Santa Terezinha ST4 coal seams); and Bituminous High Volatile A (Sul-Catarinense).

The Candiota Coal Field, near the border with Uruguay, is the largest Brazilian coal field, with 2,000 km² and 12x10⁶ t of coal resources and 17 coal seams. The Candiota Coal strata averages 4.5 m thick (locally thicker than 6 m) with 63% of the total resources, 18% of which beneath an overburden of less than 50 m. The Candiota Mine, operated by CRM – Companhia Riograndense de Mineração, an state owned company, is an open pit mine which produces 200,000 t R.O.M. monthly, burned in natura at the Presidente Médici Thermoelectric Plant, producing 446 MW at the cost of US\$2.7/Gcal or US\$0.688/Mbtu.

The Capané and Iruí Coal Fields are elongated SW–NE stripped coal fields, ca. 600 km² and 850 km² long with resources of 1,010x10⁶ t and 1,665x10⁶ t of coal, respectively. In Capané, Capanézinho is exploited by the Palermo Mining Company, that processes and produces coal with 35–45% of ashes and less than 0.6% of sulfur. In Iruí, the Upper Iruí totals 1,442x10⁶ t of coal resources, with a thickness of 1.5–2.0 m and the capacity to produce coal with 35% of ashes and less than 0.3% of sulfur.

The Leão Coal Field is the oldest in RS, totaling 2,439x10⁶ t of resources over 1,070 km² and locally referred to as Recreio and Butiá Leste. Mining activity occurs in open pits (Recreio and Butiá Leste, run by COPELMI – Companhia de Pesquisa e Lavras Minerais) and underground (Leão I, run by Companhia Riograndense de Mineração – CRM; and Leão II, not operational). Areas for open pit operation with less than 50 m overburden are scarce, the future for the Leão coal field relying on underground mines at depths of 150–300 m. The mean thickness of the coal mined underground is 1.80 m and after processing it produces 50% of coal with 35% in ashes, less than 0.6% sulfur and weak coking properties.

The Charqueadas Coal Field comprises six coal seams with 2,993x10⁶ t of coal resources over 800 km² in Santa Rita and Guaíba. The northern limit is poorly defined beyond depths of more than 300m. Although exploited in the past, the mine is presently not economically viable. The most significant coal seams are named Inferior 1 (I1F), with 1,334x10⁶ t of coal; Inferior 2 (I2B), with 975x10⁶ t; and Superior (SB) with 648x10⁶ t. After processing, the I1F produces less than 35% of coal with 35% in ashes and low sulfur content. Similar characteristics are anticipated for SB and I2B on the basis of drill core analyses.

The Morungava–Chico Lomã and Santa Terezinha coal fields are mostly classified as Bituminous High Volatile B with cooking properties. The Morungava-Chico Lomã is east-west elongated over an area of 1200 km². It has seven coal seams named M/CL1 to M/CL7; with total resources of 3,092x10⁶ t, being 1,104 x10⁶ t in M/CL4 and 1,169x10⁶ t in M/CL6. Overburden varies from less than 50 m at the South to more than 300 m at the North. Most of the main coal seams are at depths of 50 to 300 m, M/CL4 being the most significant with 24% of high quality coal (15% ashes and 0.7% of sulfur) and 35% of an intermediate product (40% ashes). Reflectance of vitrinites ranges from 0.6 to 0.65% and the content of exinite varies from 10 to 18%. The high quality product is adequate for steel metallurgy, while the intermediate product can be used in thermoelectric plants.

Santa Terezinha, located near the shore and probably extending under platform sediments, has more than 1,000 km² of explored area and seven coal seams, named ST 1 to ST 7, totaling 4,288x10⁶ t of coal resources. ST4, ST5 and ST6 are the most significant. ST4 is the best coal known in Brazil, with a mean thickness of 2.30 m. Some 60% of its resources (of the order of 1,863x10⁶ t) comprise high quality coal with 15% of ashes and 1.0% of sulfur; and a further 20% comprise an intermediate product with 40% ashes. Its overburden, though, is thicker than 500 m in places.

The most exploited coal field in Brazil is the Sul-Catarinense, with three open pits and seven underground mines which yield 30 to 35% of coal with 4,500 cal/g used in the Jorge Lacerda Thermoelectric Plant. The main field is over 85 km long and 5–20 km wide, elongated south–north. The total resources reach 4,288x10⁶ t and are concentrated in the Barro Branco (1,323x10⁶ t), Bonito (1,843x10⁶ t) and Irapuá. Barro Branco is classified as Bituminous High Volatile A coking coal with high exinite content, and can be considered as transitional from humic to sapropelic coal with high sulfur content (1–3%). In some areas crosscut by diabase the heat flow generated Antracite (e.g. “Montanhão”).

In the Paraná State, the Sapopema and Cambuí Coal Field produces coal with 6,000 cal/g and 8% sulfur content. Resources are evaluated at 64x10⁶ t for the Cambuí and 22.7x10⁶ t for Sapopema.

Coal represents 50% of Brazilian fossil fuel reserves but its production is low when compared to that of other countries. In 1999 Brazil produced 10x10⁶ t (R.O.M.) of coal, corresponding to 6x10⁶ t of commercial coal, of which 85% was used by thermoelectric plants, 6% by petrochemical industries, 4% by paper and cellulose industries and 5% distributed among food, ceramic and tobacco industries. In this year Brazil imported 13x10⁶ t of coking coal from USA, Canada, Poland, Australia, South Africa and China. Coal (production + imports) accounts for 9.19% the Brazilian energy matrix while in Australia, India and South Africa it ranges from 44 to 76%.

The future for Brazilian coal is closely related to its use in generation of energy, while the use of coking coal depends on both environmental issues and the feasibility of local exploitation costs compared to international prices. Plants for thermoelectricity and coal gaseification are a plausible means by which to push the coal production to a level closer to that of countries that have reached a better equilibrium between different power sources. Environmental damage can be minimized or even eliminated by the

use of coal clean technologies (CCT) which are being studied by Brazilian research institutes such as CIENTEC (Fundação de Ciências e Tecnologia/RS – RS), CETEM (Centro de Tecnologia Mineral – RJ), IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas – SP) and CETESC (Centro Tecnológico do Estado de Santa Catarina).

Uranium

Brazil has sufficient uranium resources to attend its needs over the long term, ranking 6th in the world with only 25% of its territory explored. The vast majority of such reserves were defined in the period from 1975 to 1984, a period when known resources had grown from 11,000 tons to 301,490 tons. A further 309,370 tons of uranium ore from Lagoa Real–BA have since been added to the inventory. Uranium resources associated to other minerals e.g. Pitinga in the Amazonas state and Carajás in the Pará state (Dardenne and Schobbenhaus, 2001) represent an additional potential of the order of 150,000 tons.

The first uranium mining and processing complex built in Brazil has been operational in Poços de Caldas, southern Minas Gerais state, since 1982 and is presently being decommissioned. Its production has been employed in the nuclear reactor of Angra I and in technological development programs.

Itaia, Ceará state, has uranium resources of the order of 142,500 tons associated to phosphate. Mining reserves have been defined at 79.5 million tons of ore with grades of the order of 11% P₂O₅ and 998 ppm U₃O₈, P₂O₅ contents of 8.9 million tons and 79.3 thousand tons of U₃O₈. Despite the fact that it is the greatest uranium reserve of the country, the production of uranium is only feasible because of the associated phosphate. The economic production of uranium in Itaia is thus conditioned to the production of phosphoric acid, which is used in the production of fertilizers.

To be economically viable, uranium deposits are highly dependent of grades and chosen technological process. Cazakstan holds the greatest uranium reserves in the world, followed by Australia, South Africa, United States, Canada and Brazil. The world production of uranium has diminished since 1988 due to low prices which caused some low grade mines in eastern Europe to close down. In part, such low prices are explained by sales of strategic stockpiles accumulated during the cold war. On the other hand, countries that traditionally produce yellowcake e.g. Canadá and Australia have expanded their plants.

Carvão Mineral do Brasil

Introdução

O carvão brasileiro ocorre em coberturas plataformais Fanerozóicas da Bacia do Paraná (Dardenne e Schobbenhaus, 2001). As camadas de carvão de idade Permiana pertencentes à Formação Rio Bonito do Grupo Guatá (Supergrupo Tubarão) contêm as jazidas conhecidas de carvão nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná (Fig. XI.1). Nove destas jazidas são de maior importância, a saber: Sul-Catarinense (SC), Santa Terezinha, Morungava–Chico Lomã, Charqueadas, Leão, Iruí, Capané e Candiota (RS) e Figueira–Sapopema (PR). As jazidas de Capané, Iruí, Leão e Charqueadas, no Rio Grande do Sul, e outras menores, estão na bacia do rio Jacuí, e por isso são denominadas de jazidas do Baixo Jacuí.

O Brasil dispõe de vastas reservas de combustíveis fósseis. Segundo o BEN – Balanço Energético Nacional (Fig. XI.2), o carvão participa com 50%, a energia nuclear com 26%, o petróleo com 10%, os folhelhos betuminosos com 10%, o gás natural com 3% e a turfa com 1%.

As principais reservas do carvão brasileiro situam-se ao sul do paralelo 24° S (Fig. XI.1), somam 32 bilhões de toneladas e têm afinidade energética, ou seja: têm aplicação na produção

de calor e vapor industrial e na sua transformação em energia elétrica. A grande jazida de carvão metalúrgico de Morungava–Chico Lomã–Santa Terezinha, descoberta pela CPRM no Estado do Rio Grande do Sul nos anos setenta, tem qualidade coqueificante e pode potencialmente servir a fim mais nobre suprindo futuramente às siderúrgicas nacionais.

Para tanto faz-se necessário o uso de modernas técnicas de preservação, como: circuito fechado de águas no beneficiamento, bacias de decantação seladas, conservação do solo orgânico, condicionamento adequado de rejeitos, recuperação topográfica, florestamento e repaisagismo das áreas lavradas, assim como o uso de filtros de mangas e precipitadores eletrostáticos das cinzas e o monitoramento do impacto das operações de lavra nas águas, no ar e no solo.

A evolução dos processos de mineração e do uso do carvão com respeito ambiental no Brasil permite antever um maior uso do combustível nacional em sua matriz energética, seguindo exemplos dos países mais industrializados e equilibrando a produção de energia elétrica, hoje tão vulnerável a fatores climáticos.

A maioria das jazidas acompanha linhas de afloramentos das camadas de carvão próximas à borda atual da Bacia Sedimentar do Paraná e localizam-se na Fm. Rio Bonito (Fig. XI.3) sob unidades sedimentares e derrames de rochas basálticas Mesozóicas (Gomes *et al.* 1998). Os recursos e

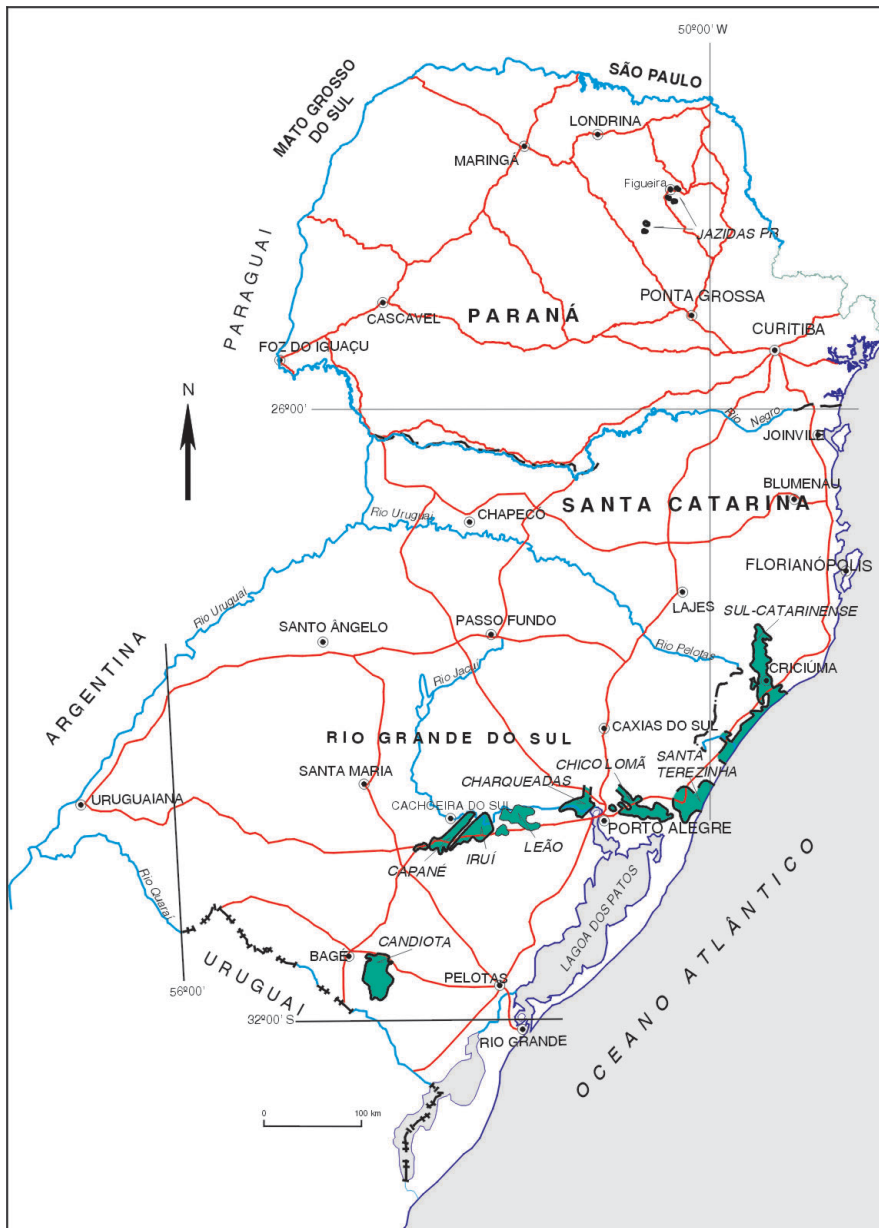


Figura XI.1 – Localização das principais Jazidas de Carvão da Bacia do Paraná (RS, SC e PR). Modificado de Süffert (1997) e Aboarrage e Lopes (1986)

Figure XI.1 – Location of major coal deposits in Paraná Basin (RS, SC and PR). Modified from Süffert (1997) and Aboarrage and Lopes (1986)

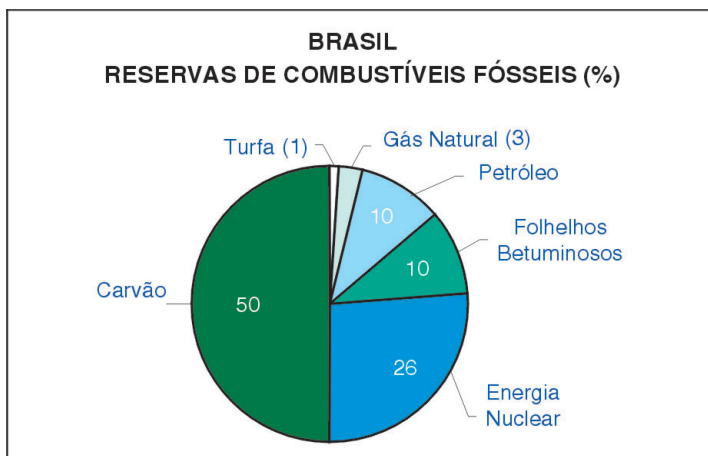


Figura XI.2 – Reservas de Combustíveis Fósseis no Brasil (%) (DNPM, 2000)

Figure XI.2 – Fossil fuel reserves in Brazil (%) (DNPM, 2000)

| Cronoes. | | LITOESTRATIGRAFIA | | | | | | |
|----------------------------|----------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|----------------------|---------------------|--|
| | | Rio Grande do Sul | | Santa Catarina | | Paraná | São Paulo | |
| Quat. | | Barreiras, Terraços Aluviões | | Barreiras, Terraços Aluviões | | Qha | Qha | |
| | Terc. | Associação litológica primária | | Associação litológica primária | | TQi | TQi Fm. Rio Claro | |
| Cret. | Gr. Bauru | | | | | Fm. Marília | | |
| | Juró-Cretáceo | Fm. Serra Geral | | Fm. Serra Geral | | Fm. Serra Geral | Fm. Serra Geral | |
| Fm. Botucatu | | Fm. Botucatu | | Fm. Botucatu | Fm. Botucatu | | | |
| Trias. | Gr. São Bento | Mb. Sta. Maria | | | | Fm. Pirambóia | | |
| | | Fm. Rosário do Sul | | | | | | |
| Permiano | Gr. Passa Dois | Fm. Rio do Rasto | Mb. Morro Pelado | Fm. Rio do Rasto | Mb. Morro Pelado | Fm. Rio do Rasto | Mb. Morro Pelado | |
| | | | Mb. Serrinha | | Mb. Serrinha | | Mb. Serrinha | |
| | | Fm. Teresina | | Fm. Est. Nova | Fm. Teresina | | Fm. Teresina | |
| | | Fm. Serra Alta | | | Fm. Serra Alta | | | |
| | | Fm. Irati | | | Mb. Assistência | | | |
| | | | | | Mb. Taquaral | | | |
| Gr. Guatá | Fm. Palermo | | Fm. Palermo | | Fm. Palermo | | | |
| | Fm. Rio Bonito | | Fm. Rio Bonito | Mb. Siderópolis | Fm. Rio Bonito | Mb. Paraguaçu | Fm. Tatuí | |
| | | | | Mb. Paraguaçu | | Mb. Triunfo | Fm. Tietê | |
| Carb. Sup. | Gr. Itararé | Fm. Rio do Sul | | Fm. Rio do Sul | | Fm. Rio do Sul | | |
| | | | | Fm. Mafra | | Fm. Mafra | | |
| | | | | Fm. Campo do Tenente | | Fm. Campo do Tenente | | |
| Devoniano | Gr. Paraná | Fm. Ponta Grossa | | Fm. Ponta Grossa | | Fm. Aquidauana | | |
| | | Fm. Furnas | | Fm. Furnas | | Fm. Furnas | | |
| Embasamento pré-Gonduânico | | | | | | | | |

Figura XI.3 – Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná conforme utilizada no Projeto “A Borda Leste da Bacia do Paraná: Integração Geológica e Avaliação Econômica” (Aboarrage e Lopes, 1986)

Figure XI.3 – Stratigraphic column of Paraná Basin as used in the Project “The Eastern Edge of the Paraná Basin: Geological Integration and Economic Evaluation” (Aboarrage and Lopes, 1986)

reservas de carvão no Brasil somam 32 bilhões de toneladas *in situ*, dos quais cerca de 28 bilhões de toneladas (89%) estão no Rio Grande do Sul; 3,3 bilhões de toneladas de carvão (10%) em Santa Catarina; 103 milhões de toneladas (0,3%) no Paraná e apenas 8,5 milhões de toneladas no Estado de São Paulo (Tab. XI.1).

Exceções são a parte leste da Jazida Morungava–Chico Lomã, o sul da Jazida Sul-Catarinense e a totalidade da jazida Santa Terezinha, que se encontram sob a cobertura de sedimentos Cenozóicos da Planície Costeira. A profundidade das camadas de carvão varia de nula (aflorante) a até cerca de 1.200 m. Na jazida de Santa Terezinha têm-se coberturas mínimas ao redor de 500 m, que chegam a até valores máximos de 800 m. As jazidas que têm sido mais intensamente exploradas são a Sul-Catarinense (SC), Charqueadas, Leão-Butiá, Capané e Candiota (RS), além de outras menores.

Os geólogos da CPRM inferem a presença de camadas de carvão a partir de perfurações *off-shore* principalmente na Jazida Sul-Catarinense e a leste de Santa Terezinha (RS). Sondagens sob lâmina d'água do oceano Atlântico, no futuro, poderão confirmar tais assertivas. A oeste de Santa Terezinha, sob o planalto basáltico, também pode ocorrer ampliação da jazida mediante a execução de novas sondagens.

Atualmente a produção do carvão brasileiro, de apenas 10 Mta (milhões de toneladas-ano) em carvão bruto (*run-of-mine* – rom), corresponde a 6 Mta de carvão vendável ou passível de consumo principalmente pelas usinas termoeletricas e está muito aquém do potencial das jazidas e da capacidade instalada das carboníferas.

O carvão nacional apenas contribui com 1% na matriz energética brasileira, enquanto a indústria siderúrgica importa

cerca de 13 milhões de toneladas/ano de carvão estrangeiro, esta carregando cerca de US\$ 650 milhões-ano, contribuindo com o desequilíbrio da balança comercial brasileira e o aumento da dependência externa.

A falta de escala produtiva da indústria do carvão tem outro grande competidor que afeta o mercado – o gás natural importado, transportado por gasodutos que praticamente atravessam os jazimentos carboníferos nos estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul. A energia importada, entretanto, é cotada em Dólares, fator de insegurança comercial no País.

As perspectivas de retorno da participação do carvão brasileiro como insumo siderúrgico dependem das possibilidades de instalar minas nas jazidas de Chico Lomã–Morungava e Santa Terezinha (RS). Testes executados com testemunhos de sondagem de ambas as jazidas e com material bruto colhido de um poço exploratório em Chico Lomã mostraram que em ambas as jazidas o carvão bruto pode ser beneficiado para a obtenção de uma parcela de uso siderúrgico, com rendimento de duas a seis vezes maior que o usual nas atuais minas sul-catarinenses. Essa parcela tem baixos teores de enxofre, teores de cinzas entre 9% e 15% e propriedades coqueificantes similares.

A CPRM realizou entre 1984 e 1986 a integração de todos os projetos conjuntos do Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM e da CPRM realizados na pesquisa e prospecção de carvão nos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul no denominado Projeto “Borda Leste da Bacia do Paraná” (Aboarrage e Lopes, 1986). Este projeto sintetizou os dados levantados pelo Programa de Mobilização Energética – PME e os dados disponíveis de carboníferas e

Tabela XI.1 Recursos de carvão mineral “*in situ*” do Brasil, compreendendo reservas cubadas (medidas + indicadas + inferidas) e reservas marginais

Table XI.1 Brazil's mineral coal resources “*in situ*”; total reserves (measured + indicated + inferred) and marginal reserves

| Estado | Jazida | Recursos (10 ⁶ t) | % do Brasil |
|--------------|----------------------|------------------------------|---------------|
| RS | Candiota | 12.278 | 89,25 |
| | Santa Terezinha | 4.283 | |
| | Morungava/Chico Lomã | 3.128 | |
| | Charqueadas | 2.993 | |
| | Leão | 2.439 | |
| | Iruí | 1.666 | |
| | Capané | 1.023 | |
| | Outras | 994 | |
| | SOMA | 28.804 | |
| SC | Sul - Catarinense | 3.363 | 10,41 |
| PR | Diversas | 104 | 0,32 |
| SP | Diversas | 8 | 0,02 |
| TOTAL | | 32.279 | 100,00 |

órgãos oficiais até então, integrando-os em 99 folhas na escala 1:100.000. Além da integração geológica, procedeu-se também a uma avaliação econômica dos recursos.

Informações adicionais sobre o tema abordado no item carvão mineral deste capítulo podem ser obtidas em diversos trabalhos técnicos, como, por exemplo, Stach (1975), Raposo e Matos (1981), Ponte Filho (1988), Borba *et al.* (1989), SECT/MESC (1990), César (1995), Binotto *et al.* (1999).

Histórico

O carvão mineral é o combustível, não-renovável, de maior abundância no globo terrestre, sendo conhecido pelo homem desde os primórdios da civilização. Registros romanos antigos mostram que populações da Gália já utilizavam o combustível muito antes de 80 a.C. Os saxões usavam carvão e turfa no aquecimento doméstico e iluminação em terras britânicas e os chineses já mineravam a rocha sedimentar (Minas de Chengi) muitos séculos antes de Cristo.

A maioria das cidades inglesas do interior desenvolveu-se em torno de minas de carvão. No fim do século XVIII a revolução industrial eclodiu na Europa a partir da Inglaterra, calcada na energia do carvão. Inúmeros inventos, entre eles bombas a pistão para esgotar água, engenhos e equipamentos variados, permitiram o avanço da mineração do carvão em minas subterrâneas. A criação da máquina a vapor em locomotivas, navios, guindastes, teares e sondas rotativas possibilitou a expansão colonial inglesa. Graças à energia do carvão foram rapidamente criados mecanismos de trocas e comercialização com a instalação de ferrovias em escala global.

No Brasil a primeira descoberta de carvão data de 1795, realizada pelo soldado português Vicente Wenceslau Gomes de Carvalho, conhecedor do carvão de pedra por ser ferreiro de profissão. A descoberta se deu na localidade de Curral Alto, na Estância do Leão (hoje município de Minas do Leão), no estado do Rio Grande do Sul. Também é desta época a descoberta do carvão mineral em Hulha Negra, próximo à cidade de Bagé, RS.

O carvão Catarinense foi descoberto em 1822 por tropeiros que desciam a serra do “12” rumo a Laguna. Após a descoberta foram enviadas à região inúmeras expedições com o fim de estudar a qualidade e a viabilidade econômica do carvão. Após várias tentativas frustradas de aproveitamento do energético, considerada a distância dos centros consumidores, em 1876 o Visconde de Barbacena deu início ao trabalho de mineração. A construção da ferrovia Dona Tereza Cristina, em 1884, facilitou o transporte do carvão da região produtora de Criciúma ao porto de Imbituba e dali alcançando centros consumidores no sudeste do País.

O consumo do carvão nacional aumentou consideravelmente por ocasião da Primeira Guerra Mundial,

especialmente pela Viação Férrea, também abastecida pelo carvão do baixo Jacuí e Candiota–Hulha Negra (RS). No pós-guerra o carvão estrangeiro voltou a ocupar o mercado e as mineradoras gaúchas e catarinenses buscaram novos mercados para o seu carvão. No Rio Grande do Sul as carboníferas adquirem o controle de duas empresas em Porto Alegre (Fiat, Lux e Força e Luz), resultando na construção da primeira usina térmica a carvão – Usina do Gasômetro. Foi o primeiro passo à utilização do carvão na termoelectricidade. Porto Alegre, em 1928, contava com energia elétrica, bondes elétricos e gás encanado do carvão. Por não contar com filtros e precipitadores de cinzas, a poluição por particulados na época era intensa.

A mineração do carvão em Candiota e Hulha Negra data de 1863, quando atendia às fábricas e charqueadas da região. O carvão era garimpado em minas de encosta e às margens dos cursos d'água. Até 1920 o carvão do sul do Rio Grande abasteceu a Viação Férrea. Em 1958 exauriu-se a Mina dos Ratos, após 105 anos de produção desde sua descoberta em 1826 e a instalação da mina pelos ingleses em 1853.

Em 1931 e 1937 o Governo Getúlio Vargas estabeleceu leis que obrigavam o consumo de 10% e 20%, respectivamente, do carvão nacional. Tal fato, juntamente com a tensão européia e, mais tarde, a Segunda Guerra Mundial, proporcionou um significativo aumento da produção nacional, particularmente de Santa Catarina, da ordem de 540%. Após a Segunda Guerra, esta produção se manteve equilibrada devido à criação da Companhia Siderúrgica Nacional em Volta Redonda, no Rio de Janeiro, que surge como mercado consumidor da produção de carvão metalúrgico nacional.

Em 11 de junho de 1954, com a lei 1886, criou-se o Plano Nacional do Carvão cuja meta principal era aproveitar o potencial energético deste mineral, buscando o aprimoramento de sua lavra. Tal iniciativa apoiou os estudos de Augusto Batista Pereira, do engenheiro José do Patrocínio Motta e tantos outros pioneiros que, desde 1942, mostravam a viabilidade da termoelectricidade, o que levou à construção da usina térmica de Candiota I (20 Mw) em 1960, perto de Bagé, fator marcante para o desenvolvimento da indústria do carvão na região sul bem como para o progresso de regiões isoladas.

Assim, foram implantadas as termoelétricas de Butiá, Charqueadas e São Jerônimo no estado do Rio Grande do Sul e implementados os sistemas de beneficiamento do carvão catarinense (Lavador de Capivari/Lavacap de 1945) que produziam carvão metalúrgico e frações energéticas absorvidas pela térmica de Jorge Lacerda e indústrias variadas – indústrias cerâmicas, de alimentos, de papel-celulose, químicas, cimento, etc.

Ainda no baixo Jacuí, a grande mina de Charqueadas contribuiu com o fornecimento de carvão à usina termoelétrica do mesmo nome e a Aços Finos Piratini. A mina contava com o poço Otávio Reis, de 300 m de profundidade, cujas galerias cruzavam o leito do rio Jacuí. A mina de Charqueadas operou

até a década de 80, paralisada devido aos altos custos de extração do mineral. Charqueadas, operada pela Companhia de Pesquisa e Lavras Minerais – Copelmi, contava com avançado sistema de beneficiamento do carvão em meio-denso, produzindo combustível para a Aços Finos Piratini que, por seu turno, com tecnologia Lurgui, produzia aços especiais. Esta metalúrgica, com sua privatização, abandonou a tecnologia que utilizava carvão energético nacional para a produção de aços especiais.

A Comissão do Plano do Carvão Nacional – CPCAN, extinta em 1970, fora criada em 1953 e tinha como finalidade fomentar e amparar a atividade carbonífera. Foram criadas as cotas de produção vinculadas ao consumo, ou seja, cada carbonífera tinha sua reserva de mercado determinada pelo governo federal. A região experimentou notável crescimento populacional em movimentos migratórios de todo o sul do País, atraídos pela mineração.

Com os choques do petróleo (1973 e 1979) o governo voltou a valorizar os insumos energéticos nacionais, entre os quais o carvão. É promovida a mecanização das minas na década de setenta, aliada à abertura de novas minas, com o Programa de Mobilização Energética – PME, com financiamento do governo federal. Para incrementar o consumo do carvão nacional foi criado um programa de subsídios, que somados aos existentes viabilizaram a troca de sistemas de combustão para o uso do carvão energético, o que se traduziu na duplicação, entre 1980 e 1986, do consumo na indústria cimenteira. O PME viabilizou grandes minas mecanizadas e a ampliação das usinas termoelétricas mas, por outro lado, gerou distorções como financiamentos favorecidos para os empresários do setor e não concluiu projetos térmicos iniciados (Jacuí, Candiota III).

O programa de subsídios foi sendo modificado e, em 1988, cortado abruptamente pelo Governo Federal. Em 1990 o carvão, dentro do Programa de Competitividade Industrial, sofreu sua desregulamentação, ficando definidos o fim da obrigatoriedade do consumo do carvão nacional pelo setor estatal, a liberação dos preços, a liberação das importações e a desativação das minas da Companhia Siderúrgica Nacional – CSN, visando sua privatização. Como consequência imediata houve o fim do mercado para o carvão metalúrgico nacional na siderurgia (e a desestruturação econômica dos produtos beneficiados), totalmente substituído pelo produto importado de melhor qualidade, ainda que pago em Dólares. O lavador de Capivari foi desativado e houve substancial redução no volume transportado pela Estrada de Ferro D. Tereza Cristina, aliada à sensível queda no movimento do porto de Imbituba. Tal conjunto de fatores teve forte reflexo no nível de empregos na região sul-catarinense, como em toda a indústria do carvão nacional.

Grande perda para a comercialização do carvão foi a extinção da CAEBB – Companhia Auxiliar de Empresas Elétricas Brasileiras, que promovia a distribuição e transporte do

energético utilizando subsídios, desde a mina até a porta da indústria consumidora.

Características Básicas dos Depósitos de Carvão Brasileiros

Nos períodos Carbonífero e Permiano no continente Gondwana no sul do Brasil, predominou a flora Gangamopteris – Glossopteris, responsável pela formação do carvão brasileiro, em período inter e pós-glacial, acumulado em bacia de relativa estabilidade cuja história geológica acabou por formar rochas combustíveis apropriadas ao aproveitamento energético. Tais características (flora e condicionamento da bacia) explicam as diferenças existentes entre os carvões de distintas bacias e diferentes histórias geológicas dos jazimentos mundiais. Por exemplo, a maioria das bacias carboníferas da América do Sul é de idade terciária, produto da evolução da flora que originou o carvão, da influência térmica e da história orogênica dos Andes.

A Bacia do Paraná é do tipo intracratônica, caracterizada pela relativa estabilidade tectônica, sujeita a movimentos epirogênicos lentos e de pequena amplitude. No seu formato geral, distribuído em mais de 1,7 milhão de quilômetros quadrados (Brasil, Paraguai, Argentina, Uruguai), pode ser considerada como possuindo margem do tipo rampa, isto é, com pequenas declividades no sentido do fundo da bacia. A consequência é que os estratos sedimentares tendem a possuir pequenas espessuras em relação à sua distribuição em área, incluídas as camadas de carvão. A subsidência pouco pronunciada propicia camadas de carvão verticalmente heterogêneas, pouco espessas e com baixa concentração de matéria orgânica, comparativamente a outras bacias, particularmente às de regiões orogênicas do Hemisfério Norte, e também com outras jazidas em bacias gondwânicas na África Meridional, Austrália e Índia.

Os sedimentos da Bacia do Paraná não sofreram dobramentos regionais após sua deposição, sendo sua conformação atual essencialmente originada por falhamentos e dobramentos de pequeno porte associados, além de basculamentos de pequena amplitude que movimentaram rochas pré-gondwânicas durante e após a deposição de rochas sedimentares. Na Jazida sul-catarinense encontram-se estruturas adiastróficas, do tipo falhas de crescimento, de pequenos rejeitos que diminuem em profundidade e se anulam quando o plano de falha se horizontaliza.

A avaliação geológico-econômica de camadas e jazidas de carvão mineral (Gomes, 2002) é feita em dois grupos de parâmetros: os geométricos e os de qualidade físico-química. Na geometria incluem-se espessuras, coberturas, extensão em área, encaixantes próximas, padrão estrutural, entre outros. Na qualidade físico-química tem-se o “rank” (ou grau

de evolução) e a "grade". O grau de evolução nas séries naturais de linhitos a antracitos é estudado por medidas do material volátil, poder calorífico e reflectância das vitrinitas.

No Brasil, o alto teor de cinzas bem como a composição petrográfica (impregnação das vitrinitas por material lipídico) induzem distorções nos resultados e dificuldades na comparação entre os carvões brasileiros e os de outros países. Apesar desta limitação, pode-se dizer que os carvões variam pelo "rank" num sentido geral de sudoeste para nordeste, de Betuminoso de Alto Volátil C (Candiota) até Betuminoso de Alto Volátil A (Sul-Catarinense).

Localmente, encontram-se carvões antracitosos, por efeito do aquecimento de intrusões básicas próximas (derrames de basaltos, diques de riolitos), como na área do Montanhão, na Jazida Sul-Catarinense. Os termos de classificação são os da *American Society for Testing and Materials* – ASTM, os mais utilizados internacionalmente. Tendo-se em conta que a profundidade de soterramento e o tempo de atuação da temperatura decorrente são insuficientes para terem determinado o atual estágio de evolução dos carvões brasileiros, com os gradientes geotérmicos hoje existentes, pode-se afirmar que as nossas camadas de carvão estiveram submetidas a temperaturas mais altas no passado geológico. Também se pode supor, com alguma segurança, que tais temperaturas estiveram relacionadas aos derrames de rochas vulcânicas Serra Geral onde fluxos de calor muito intenso estiveram ativos a partir das grandes geoclastes, nos períodos Jurássico e Cretáceo.

Usa-se o termo "grade" para designar, genericamente, as relações matéria orgânica/matéria inorgânica numa camada de carvão, bem como as características da matéria inorgânica presente. A lavabilidade é o parâmetro mais importante do "grade" dos carvões, expressando as possibilidades de separação entre matéria orgânica e matéria inorgânica por meio de beneficiamento (lavadores, *jigs*, meio-denso, centrifugadores). A matéria inorgânica é representada, basicamente, pelos teores de cinzas e de enxofre.

As camadas de carvão no Brasil caracterizam-se pela heterogeneidade na estrutura vertical e horizontal. Existem variações no perfil de cada camada, intercalando-se leitos mais ou menos ricos em matéria orgânica (principalmente vitrênio) com outros com pouca ou nenhuma matéria orgânica (siltitos, argilitos). Estas variações também são marcantes de camada a camada, dentro da mesma jazida, e de jazida para jazida, na medida das camadas que aí ocorrem; e dentro da mesma camada, também no sentido horizontal, quando são notáveis variações laterais graduais. Outra generalização que pode ser feita é a que se refere ao conteúdo, quase sempre alto, de matéria inorgânica em nossos carvões. Tal observação se deve tanto à heterogeneidade vertical quanto à íntima associação, a nível microscópico, da matéria orgânica e inorgânica em muitos leitos e camadas de carvão. Além da

evolução geotectônica da Bacia do Paraná, como fator geológico primário, muitos fatores locais atuaram e foram determinantes para as variações encontradas.

Sob o ponto de vista dos sistemas deposicionais, as camadas de carvão foram depositadas em ambiente de lagunas, atrás de barreiras, numa costa dominada por ondas com influência das marés. Os teores de enxofre altos em muitas camadas foram propiciados pela ingressão de águas marinhas nas turfeiras, por rompimento ou destruição das barreiras. Algumas camadas e leitos de carvão foram depositados em planícies deltaicas ou aluviais, ou mesmo em leques aluviais, e são de importância secundária.

Os conhecimentos petrográficos acumulados pelas equipes da Fundação de Ciências Tecnológicas do Rio Grande do Sul – CIENTEC e da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS sobre nossos carvões identificam-nos como Carvões Húmicos, oriundos de material lenho-celulósico (vegetais superiores), em que o grupo de macerais da vitrinita é o predominante. Entretanto, são identificados conteúdos importantes de macerais do grupo da inertinita, entre 20% e 30% na maioria das amostras, mas ultrapassando os 50% em alguns casos. Esta é uma característica que os carvões gondwânicos de todos os continentes atuais também apresentam com frequência. Mais específicos são os teores relativamente altos do grupo da exinita, especialmente alginita, em diversas camadas, o que significa uma tendência ao fácies sapropélico, isto é, com matéria orgânica plantônica depositada e preservada em quantidades significativas em algumas turfeiras originais.

O método de cálculo de recursos e reservas, utilizado pela CPRM, é uniforme para as jazidas por ela pesquisadas e segue parâmetros internacionais, em especial o sistema *United States Geological Survey/United States Bureau of Mins* – USGS/USBM (Ferreira, 1982). O mesmo não acontece com muitas empresas que são ativas na pesquisa e lavra de carvão, e a adoção de diferentes métodos de cubagem causa dificuldades na comparação direta dos dados de reservas. Os números da cubagem dos recursos referem-se a Carvão na Camada (CC), ou seja, o que foi descrito visualmente como carvão, não computadas as intercalações de estéril que compõem a camada total.

Os melhores critérios comparativos entre diferentes camadas de carvão, tendo-se em vista parâmetros e qualidades tão díspares (geométricas, "rank", "grade"), seriam o uso de valores equalizados em Tec (toneladas equivalentes de carvão) ou Tep (toneladas equivalentes de petróleo).

Para uma completa classificação do carvão, são realizados ensaios e análises segundo normas (ASTM, ABNT) laboratoriais:

- Análise imediata – define umidade total, higroscópica, umidade de retenção, cinzas (matéria mineral inerte), matérias voláteis, carbono fixo.
- Análise elementar – define a porcentagem de carbono,

hidrogênio, enxofre total, enxofre pirítico, enxofre orgânico, enxofre sulfático, oxigênio+halogênios.

- Poder calorífico (kcal/kg) – superior e inferior.
- Dilatometria: ponto de amolecimento (°C), máxima e mínima contração.
- Fusibilidade das cinzas: ponto de amolecimento, ponto de fusão, ponto de liquidez.
- FSI (*free swelling index* – índice de inchamento livre): define carvões energéticos e coqueificáveis (siderúrgicos).
- Análise petrográfica (%): vitrinita, exinita, huminita, leptinita, inertinita, (macerais e grupos) matéria mineral, poder refletor.
- Composição química das cinzas: óxido de silício, alumínio, ferro, cálcio, fósforo, manganês, sódio, potássio, perda ao fogo, pH das cinzas.
- Ensaios de densidade nas frações do carvão.
- Curvas de lavabilidade (gráficos de Mayer).
- Curvas granulométricas.
- Reatividade do carvão.
- Ensaios de beneficiamento.

Tais métodos analíticos, usuais na indústria do carvão, permitem definir com precisão a qualidade e indicar o melhor aproveitamento econômico/beneficiamento de suas frações, segundo as necessidades da indústria consumidora do combustível (Fig. XI.4).

Pode-se resumir que a maioria dos carvões gaúchos, segundo a classificação ASTM, é energética; classe Betuminosos

de Alto Volátil C, não coqueificável (Candiota e Leão). O carvão de Chico-Lomã tem categoria evolutiva mais elevada, mas está na categoria Carvão Betuminoso Alto Volátil C, com poder refletor das vitrinitas entre 0,6% e 0,7%. Os carvões de Morungava, Santa Terezinha, Chico-Lomã e Barro Branco têm propriedades coqueificantes. Os carvões sul-catarinenses estão enquadrados em Carvão Betuminoso Alto Volátil A (Fig. XI.5).

As características básicas dos depósitos de carvão brasileiros, conforme Gomes *et al.* (1998), podem ser resumidas como se segue:

Jazida de Candiota (RS)

É a maior jazida de carvão do país, com cerca de 38% (12 bilhões de toneladas) dos recursos totais brasileiros. A área delimitada é da ordem de 2.000 km², com 17 camadas, das quais a camada Candiota é a mais importante. A espessura média da camada total é de 4,5 m, localmente ultrapassando os seis metros. É a única em lavra e responde por 63% dos recursos da jazida. Junto com as camadas Candiota Inferior 1 e 2 (C₁ e C₂), contém 90% das reservas (Fig. XI.6, XI.7 e XI.8).

Além da espessura, outro fator decisivo na economicidade da lavra da camada é a pequena cobertura (18%), apresentando coberturas menores que 50 m e possibilitando a lavra a céu aberto. O principal limitante é o seu “grade”, expresso não só pelo teor de cinzas de 51%–54% para o rom (carvão bruto, *i.e. Run of Mine*) mas, principalmente, pela

| Estágios de Rank (Científico) | Classificação Comercial Americana (ASTM) | % Carbono da Vitrina (% d.a.f.) | Matéria Volátil da Vitrina (% d.a.f.) | Umidade <i>in Situ</i> (%) | Poder Calorífico da Vitrina kcal/kg (a.f.) | Refletância da Vitrinita | Importantes Características Microscópicas | Aplicabilidade dos Diferentes Parâmetros de Rank |
|-------------------------------|--|---------------------------------|---------------------------------------|----------------------------|--|--------------------------|--|--|
| <i>Peat</i> | | | | | | | Celulose livre. Detalhes do material da planta inicialmente existente muitas vezes reconhecíveis. Largos poros | |
| <i>Soft Brown Coal</i> | <i>Brown Coal</i> | 60 | | 75 | | | Não há celulose livre. Estrutura da planta ainda reconhecíveis cavidades das células freqüentemente vazias. | |
| <i>Brown Coal</i> | <i>Hard Dull Brown Coal</i> | 75 | ~53 | 35 | 4.000 | ~0,3 | Gelificação marcada e compactação ocorrem. Forma-se a vitrinita | |
| | <i>Bright</i> | | ~49 | 25 | 5.500 (9.900 Btu/lb) | | Exinita de baixo poder refletor. A exinita aumenta marcadamente a refletância (Coalification Jump). | |
| <i>Hard Coal</i> | <i>High-Volatile Bituminous Coal</i> | 77 | ~42 | 8,1 | 7.000 (12.600 Btu/lb) | ~0,5 | | |
| | <i>Medium Volatile Bituminous Coal</i> | 87 | 29 | | 8.550 (15.500 Btu/lb) | 1,2 | Exinitas não mais podem se distinguir das vitrinitas. (20% M.V.) | |
| <i>Hard Coal</i> | <i>Low Volatile B.C. Semi Anthracite</i> | 91 | 8 | | 8.650 (15.550 Btu/lb) | 2,5 | Refletância Pronunciada Anisotropia | |
| <i>Anthracite</i> | <i>Anthracite Meta-Anthracite</i> | | | | | | | |

Fonte: Luis Edmundo Soledade e Aaydyn P. Walkoff (CSN) *in*: Coqueificação - Ciclo de Palestras sobre Carvão, Porto Alegre, 1976.

Organ.:A.J.P. Gomes (2001)

d.a.f. = determinação em base seca, livre de cinzas ("ash free")

Observação: a classificação comercial americana é utilizada no mercado internacional do combustível.

Figura XI.4 – Parâmetros de Rank usados nas Classificações dos Carvões

Figure XI.4 – Rank parameters used in coal classification

Quadro Características do carvão metalúrgico de Santa Catarina recebido na USIMINAS

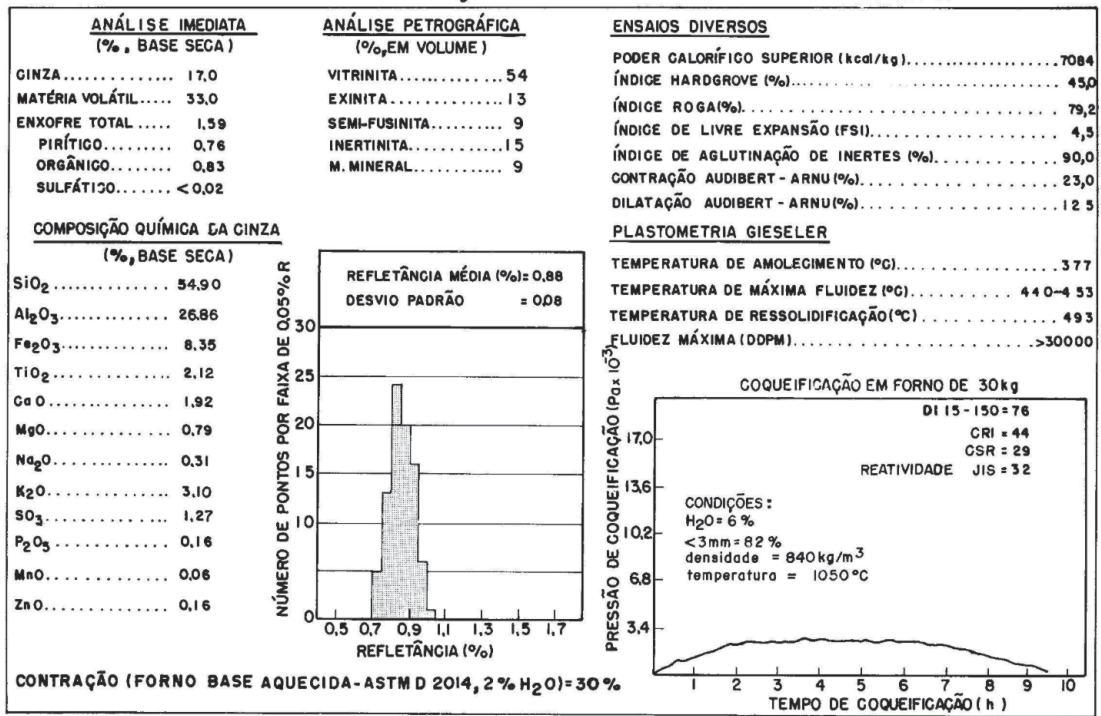


Figura XI.5 – Características do Carvão Metalúrgico de Santa Catarina recebido da USIMINAS (Borba et al. 1989)

Figure XI.5 – Characteristics of Santa Catarina's Metallurgical coal received by USIMINAS (Borba et al. 1989)

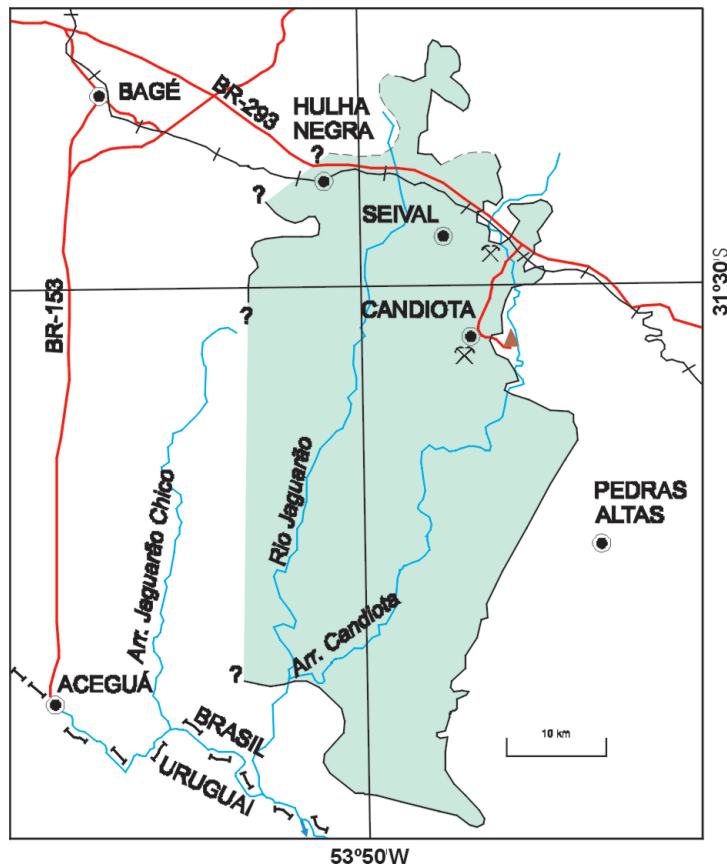


Figura XI.6 – Jazida de Candiota (RS). Modificado de Süffert (1997)

Figure XI.6 – Candiota deposit (RS). Modified from Süffert (1997)

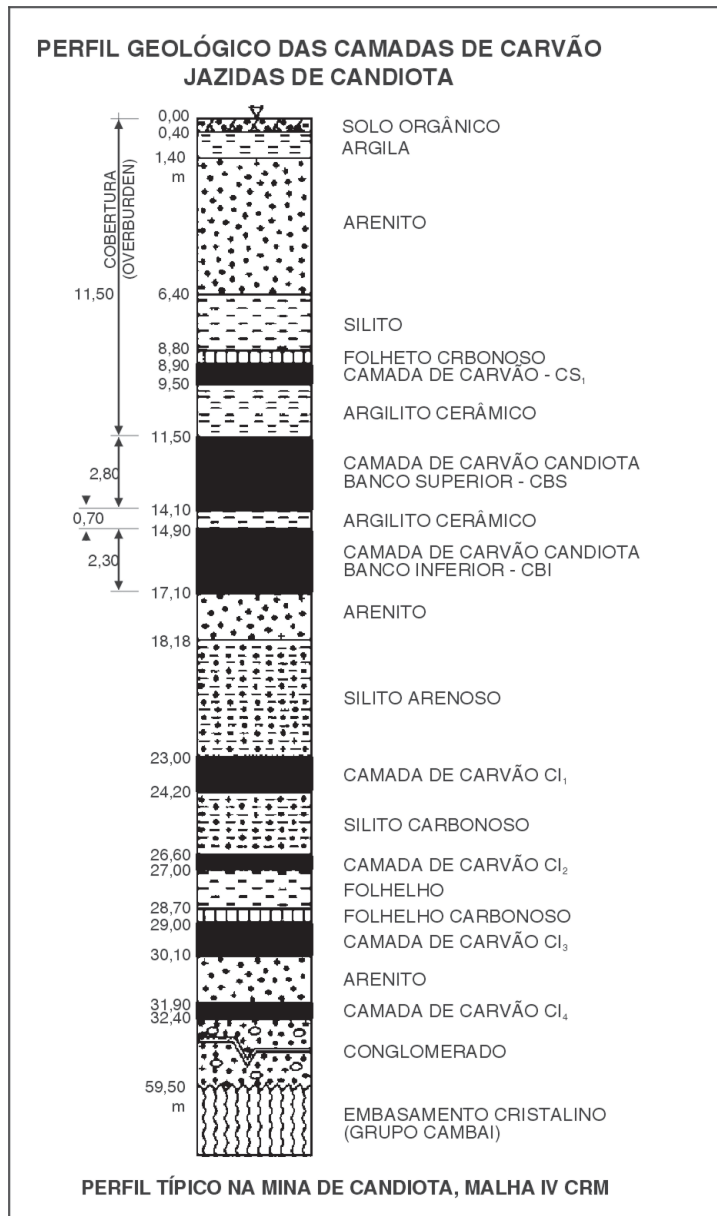


Figura XI.8 – Perfil Geológico das Camadas de Carvão na Jazida de Candiota na área da Mina Candiota

Figure XI.8 – Geological profile of coal layers of Candiota deposit in the area of Candiota Mine

lavabilidade difícil, obtendo-se rendimentos de 30% a 52% para produto final de carvão (35% de cinzas e enxofre de 1%). Para o Carvão de Candiota, indica-se beneficiamento por lavadores em meio denso. Este carvão é classificado (ASTM) como “Betuminoso de Alto Volátil C” não coqueificável (energético), com reflectância das vitrinitas entre 0,45% e 0,51% e umidade de equilíbrio de 16% a 18%.

A mina de Candiota da Companhia Riograndense de Mineração – CRM, com capacidade de 2 Mta constitui-se na maior mina do Brasil a céu aberto. Produz carvão bruto, britado, consumido (cerca de 200 mil toneladas-mês) pela Usina Termoeletrica presidente Médici (CGTEE – Companhia de Geração Térmica de Energia Elétrica, RS) gerando 446 MW em sistema pulverizado.

O carvão da Mina de Candiota apresenta os mais baixos custos de energia do mundo. Em setembro de 2000 o sistema elétrico pagava cerca de US\$ 9/t (R\$ 16,13/t) pelo carvão energético – CE-3300 de Candiota para abastecer a usina termoeletrica. A este preço, o custo equivale a cerca de US\$ 2,7/Gcal ou a US\$ 0,688/MBtu (1 Btu = 0,252 kcal).

Para efeito comparativo, o preço do gás natural da Bolívia é de US\$ 2,8/MBtu ou US\$ 11,10/Gcal, enquanto o gás argentino (Uruguaiana) é de US\$ 2,20/MBtu ou US\$ 8,70/Gcal (Fonte MME/SNE, 1997). Como no caso das demais jazidas de carvão brasileiras, a energia aí gerada tem seus custos e preços na moeda do país e não carrega divisas para o exterior, favorecendo ao aproveitamento de tão importante reserva de combustível, gerando empregos e desenvolvimento regional.

A potencialidade da jazida de Candiota é tal que a região foi considerada “pólo energético”, tendo já instalado 446 MW e projetado a construção de termoeletrica de Candiota III (350 MW). Inicialmente Candiota III foi planejada com seis unidades de 350 MW, totalizando 2100 MW. Hoje, este projeto Candiota III sofreu transformações conceituais que o reduziram a apenas uma unidade de 350 MW. Na mesma região está prevista também a construção da térmica de Seival, com 500 MW, objeto de projeto da COPELMI.

A mina de Candiota realiza importante trabalho de regeneração ambiental e importantes medidas mitigadoras e preservacionistas do meio ambiente, tais como: a separação e reposição do solo orgânico, o preenchimento de bacias seladas com rejeitos e cinzas da termoeletrica, a modelagem da topografia e revegetação da zona minerada, com notável sucesso paisagístico.

Jazida do Capané (RS)

Possui formato alongado segundo sudoeste-nordeste, ocupando uma área de cerca de 600 km² (Fig. XI.9). A camada Capanezinho é a principal camada na porção sul da jazida, tanto pela sua qualidade quanto por ser lavrável a céu aberto. As camadas Jeribá e Triângulo têm maior quantidade de recursos, mas estão sob maior cobertura e seus carvões têm

“grade” inferior. A camada Capanezinho vem sendo lavrada e beneficiada pela Companhia Palermo, que vende carvão com 35% a 45% de cinzas e enxofre inferior a 0,6%. O carvão é classificado como “Betuminoso de alto Volátil C; não-coqueificável”. A reflectância das vitrinitas é de 0,56%. Os recursos totais são de 1.010 Mt, dos quais 859 Mt na camada Jaribá e 86 Mt na camada Capanezinho.

Jazida do Iruí (RS)

Como a anterior, tem formato alongado no sentido sudoeste-nordeste com área conhecida de cerca de 850 km² (Fig. XI.9). A camada Iruí Superior é de longe a mais importante, contendo 1.442 Mt do total de 1.665 Mt dos recursos da jazida. Sob cobertura inferior a 50 m foram avaliados 178 Mt nesta camada.

A espessura da camada Iruí Superior varia de 1,5 a 2,0 m nas porções mais relevantes do depósito. Seu rendimento relativamente baixo é inferior a 40%, com 35% de cinzas. O enxofre está ao redor de 0,3%, para este teor de cinzas. Foi lavrada pela Companhia Riograndense de Mineração na sua parte sul, mina hoje paralisada. Classifica-se como “Betuminoso de Alto Volátil C, não coqueificável”, com reflectância das vitrinitas de 0,49%. Há presença de inertinita entre 22% e 33% em algumas amostras estudadas.

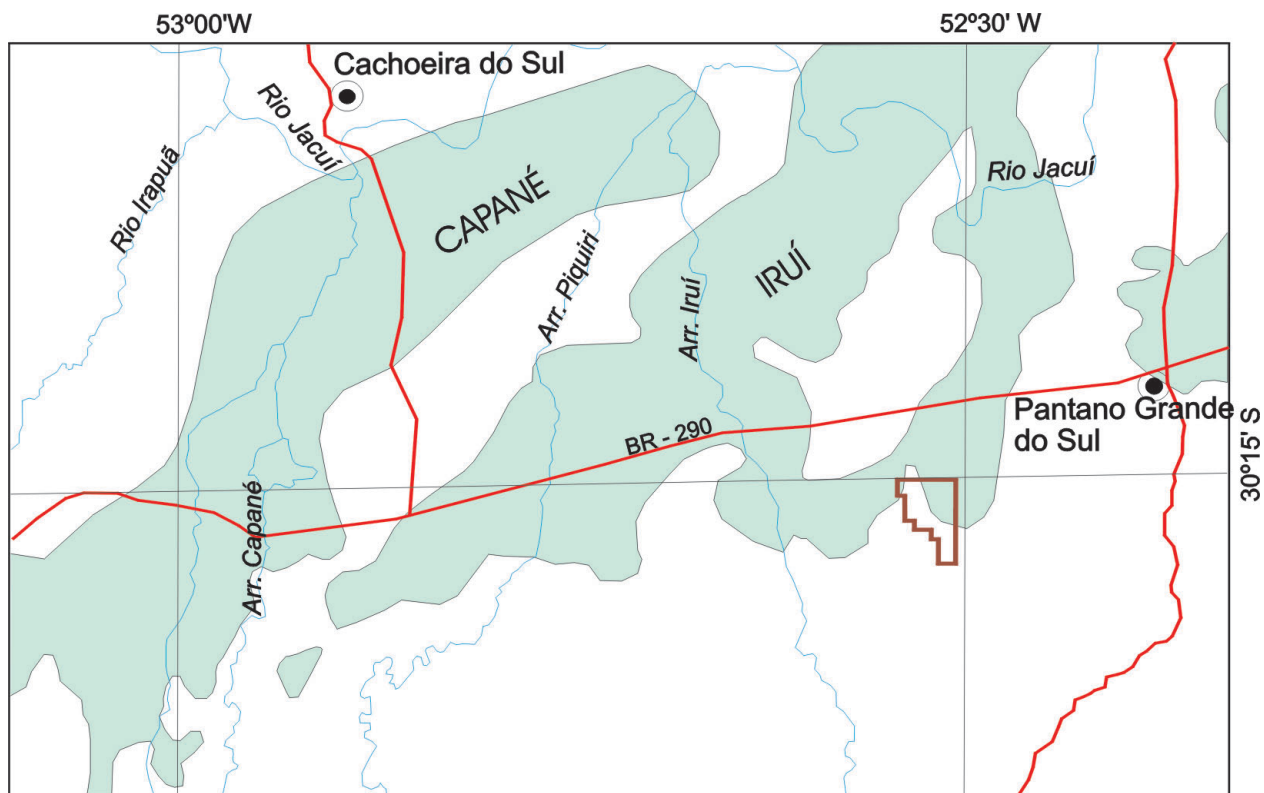


Figura XI. 9 – Jazidas Capané e Iruí (RS). Modificado de Süffert

(1997).Figure XI.9 – Capané and Iruí deposits (RS). Modified from Süffert (1997)

Jazida do Leão (RS)

Tendo sido uma jazida bastante lavrada há muitas décadas, existem muitas denominações locais, tais como Recreio, Butiá Leste e outros (Fig. XI.10), mas que na verdade são partes claramente identificadas como pertencentes ao mesmo depósito. Sua extensão conhecida é de aproximadamente 1.070 km². Ocorrem sete camadas com boa continuidade lateral, das quais a mais importante é a I, com 709 Mt de um total de 2.442 Mt no depósito. As camadas S2, S3, I3 e I4 também contêm quantidades de recursos significativos, entre 250 e 600 Mt cada uma. Nos setores lavrados a céu aberto pela COPELMI outras denominações são utilizadas para as mesmas camadas.

Os blocos sob pequenas coberturas estão quase esgotados nesta jazida, restando cerca de 10 Mt que continuam sob lavra intensiva pela COPELMI. A maior parte dos recursos encontra-se à profundidade entre 50 e 300 m, e uma parte significativa entre 300 e 800 m. A lavra a céu aberto usualmente recupera as camadas S2, S3 e I. Na mina subterrânea do Leão, da CRM, a camada I é a única visada, assim como na chamada Mina Leão II, com suas aberturas de acesso e desenvolvimento prontas há vários anos, mas sem nunca ter produzido.

A camada I apresenta espessuras médias ao redor de 1,80 m e tem um dos melhores "grade" entre as camadas brasileiras, com mais de 50% de rendimento para carvão com

35% de cinzas e enxofre com 0,6%. É classificado como "Betuminoso de Alto Volátil C, fracamente coqueificante", em algumas amostras. A reflectância das vitrinitas está por volta de 0,5%. Foram encontrados alguns resultados altos (~15%) para o grupo da exinita, mostrando uma certa tendência ao fácies sapropélico, e para grupo da inertinita, com valores entre 20 e 28%.

Jazida de Charqueadas (RS)

Como a anterior, possui denominações locais, como Santa Rita e Guaíba, mas que tem continuidade física clara com Charqueadas. Sua área conhecida é de 800 km² e ao norte seus limites são pouco definidos, mas já sob coberturas de algumas centenas de metros. As camadas são seis, mas apenas três com recursos representativos, quais sejam: a I1F com 1.334 Mt; a I2B com 975 Mt; e a SB com 648 Mt. O total do depósito é de 2.994 Mt. A camada I1F foi minerada em sub-superfície durante algumas décadas, pela COPELMI, estando atualmente desativada.

O rendimento da Camada I1F é baixo, ao redor de 35% para carvão com 35% de cinzas, mas também com baixo enxofre. Os dados disponíveis para as camadas SB e I2B permitem prever rendimento sensivelmente superior, quando forem lavradas e beneficiadas. A camada I1F classifica-se pelo "rank" como "Betuminoso de Alto Volátil C, fracamente coqueificável". A reflectância das vitrinitas apresenta resultados

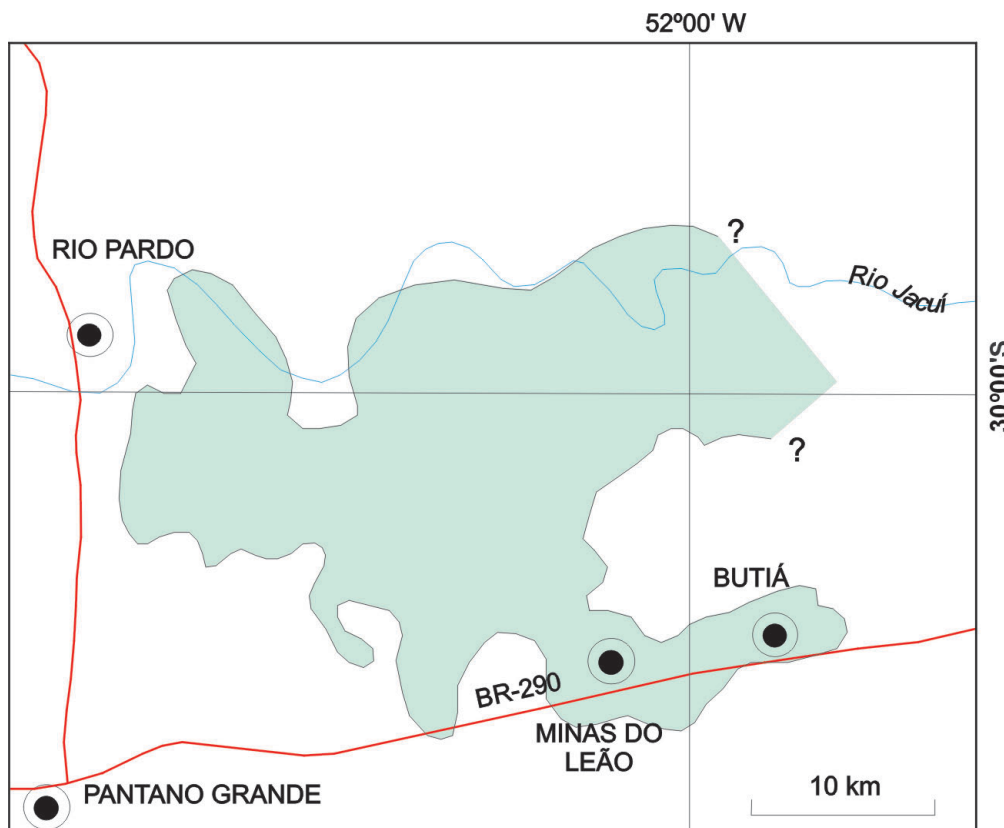


Figura XI.10 – Jazida do Leão (RS). Modificado de Süffert (1997)

Figure XI,10 – Leão deposit (RS). Modified from Süffert (1997)

oscilantes entre 0,46 e 0,72%, certamente por impregnação contaminante de algumas vitrinitas medidas. Os grupos da inertinita e exinita também apresentam resultados altos para carvões húmicos, em algumas amostras analisadas.

Jazida de Morungava–Chico Lomã (RS)

Situa-se na região nordeste do estado, compreendendo uma área de 1.200 km², alongada leste–oeste (Fig. XI.11). Ocorrem até sete camadas, mas destacam-se três: M/CL2, M/CL6 e, especialmente, a M/CL4. Foi a primeira jazida descoberta de carvão com propriedades coqueificantes no RS, em meados da década de 70. Possui coberturas inferiores a 50 m no setor sudoeste e entre 50 e 300 m na região central. Coberturas superiores a 300 m ocorrem a noroeste e oeste. Os recursos totais somam 3.092 Mt, dos quais 1.104 Mt na M/CL4 e 1.169 Mt na M/CL6. A camada M/CL4 é mais importante pelo seu “grade”, permitindo a separação, por beneficiamento, em três produtos, com os seguintes rendimentos: até 24% com 15% de cinzas e 0,7% de enxofre; 35% com 40% de cinzas e o estéril.

Os carvões classificam-se como “betuminosos de Alto Volátil B, coqueificantes”. A reflectância das vitrinitas é de 0,60 a 0,65%. Os teores de exinita estão entre 10 e 18% na maioria das determinações realizadas. Esta jazida nunca foi minerada, e seu potencial deve-se à possibilidade de obter uma fração

nobre, com baixo teor de cinzas e enxofre, que poderá ser utilizada em misturas com outros carvões, para produção de coque na indústria do aço.

Jazida de Santa Terezinha (RS)

Situada na região nordeste do estado, com uma área superior a 1.000 km², tem os limites oeste, norte e sul razoavelmente bem definidos. Sua extensão para noroeste, sob cobertura dos derrames basálticos, e para leste, na plataforma continental, é ainda desconhecida. Foi descoberta em 1979, pelas equipes da CPRM, pela combinação de critérios geológicos, métodos geofísicos e furos de sonda, já que não aflora em ponto algum, estando sob coberturas mínimas de 500 m, ao sul.

Das sete camadas, as mais importantes são a ST6, ST5 e ST4, esta última a mais relevante. Os recursos totais conhecidos são 4.283 Mt, sendo 1.863 Mt, na camada ST4. A importância desta jazida está nas propriedades coqueificantes de seus carvões e no “grade” da camada ST4, o melhor entre as camadas brasileiras. Com espessura média em torno de 2,30 m, tem os seguintes rendimentos teóricos, para uma separação em três produtos, por beneficiamento: 60% com 15% de cinzas e 1,0% de enxofre; 20% com 40% de cinzas e o estéril.

A classificação do carvão é “Betuminoso de Alto Volátil B, coqueificante” e, tal como Morungava–Chico Lomã, sua

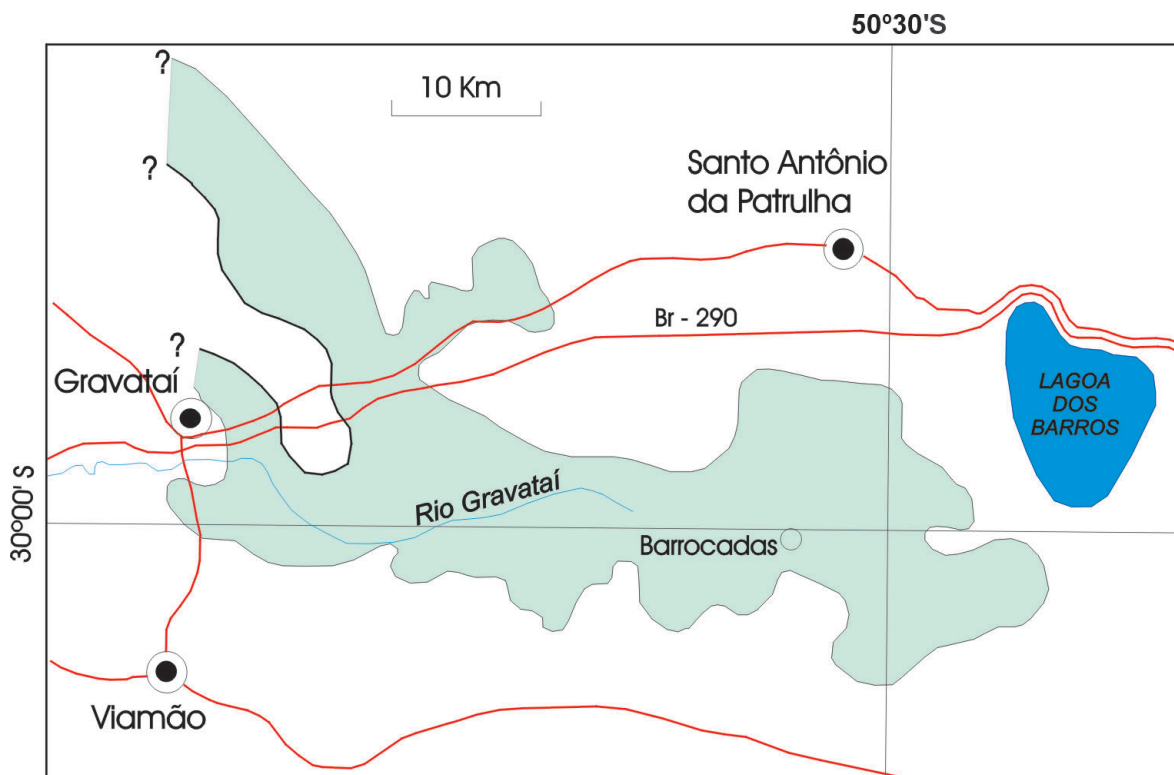


Figura XI.11 – Jazida Morungava – Chico Lomã (RS). Modificado de Süffert (1997)

Figure XI.11 – Morungava deposit – Chico Lomã (RS). Modified from Süffert (1997)

importância potencial está no uso da fração nobre em misturas para coqueificação, além do aproveitamento de produto intermediário para termoelectricidade e outros usos.

Jazida Sul-Catarinense (SC)

Este é o depósito de carvão brasileiro que tem sido mais intensamente explotado nas últimas décadas (Fig. XI.12 e XI.13), devido às propriedades coqueificantes do carvão da Camada Barro Branco (fração para indústria de coque) e o consumo nas plantas termoeletricas de Tubarão, SC.

Em planta esta jazida possui a forma de um arco com convexidade apontando para leste. Seus limites sul-sudeste estão indeterminados, sendo que sondagens sob lâmina d'água na plataforma continental certamente constatariam a continuidade das camadas em sub-superfície. A porção norte do arco é aquela que tem sido intensamente pesquisada e explotada, sendo o que usualmente é conhecido como a Jazida Sul-Catarinense. Tem um comprimento que ultrapassa os 85 km e uma largura variável entre 5 e 20 km. Dez camadas de carvão ocorrem neste depósito, mas apenas duas têm importância econômica: Barro Branco e Bonito. Muito localmente, a Camada Irapuá tem sido objeto de lavra. A Camada Barro Branco possui espessuras médias nas áreas mineradas, em torno de 1,60 m. A Camada Bonito, mais espessa, mas com "grade" inferior à

Barro Branco, tem sido lavrada em sub-superfície há apenas alguns anos, na parte norte da jazida. Os recursos totais da Jazida atingem 4.288 Mt, dos quais mais de 70% nas camadas Barro Branco (1.323 Mt) e Bonito (1.843 Mt). As coberturas vão de camadas aflorantes até mais de 800 m. Os setores lavráveis a céu aberto estão quase esgotados para a Camada Barro Branco, por questões econômicas e ambientais.

O carvão da Camada Barro Branco é classificado pelo "rank" como "Betuminoso de Alto Volátil A". Na região da Jazida Sul-Catarinense existem muitas intrusões de diabásio, diques e soleiras, que afetam as camadas de carvão, estas podendo chegar ao grau de antracito. Numa área conhecida como "Montanhão", o carvão é minerado para produção de antracito, com valores de venda mais elevados que os produtos usuais da Jazida.

A Camada Barro Branco contém teores expressivos de macerais do grupo da exinita, podendo-se considerar que seu carvão é transicional ao fácies sapropélico. Este fato, além de sua posição no "rank", explica seus altos índices de capacidade de coqueificação. Os teores de enxofre não são altos (1 a 3%) nos produtos beneficiados, e maiores ao norte da jazida.

Como a suspensão da demanda por carvão metalúrgico, no início da década de noventa, o consumidor quase exclusivo passou a ser a termoelectricidade. Produz-se carvão com 4.500 cal/g, por beneficiamento próximo às minas, com rendimento

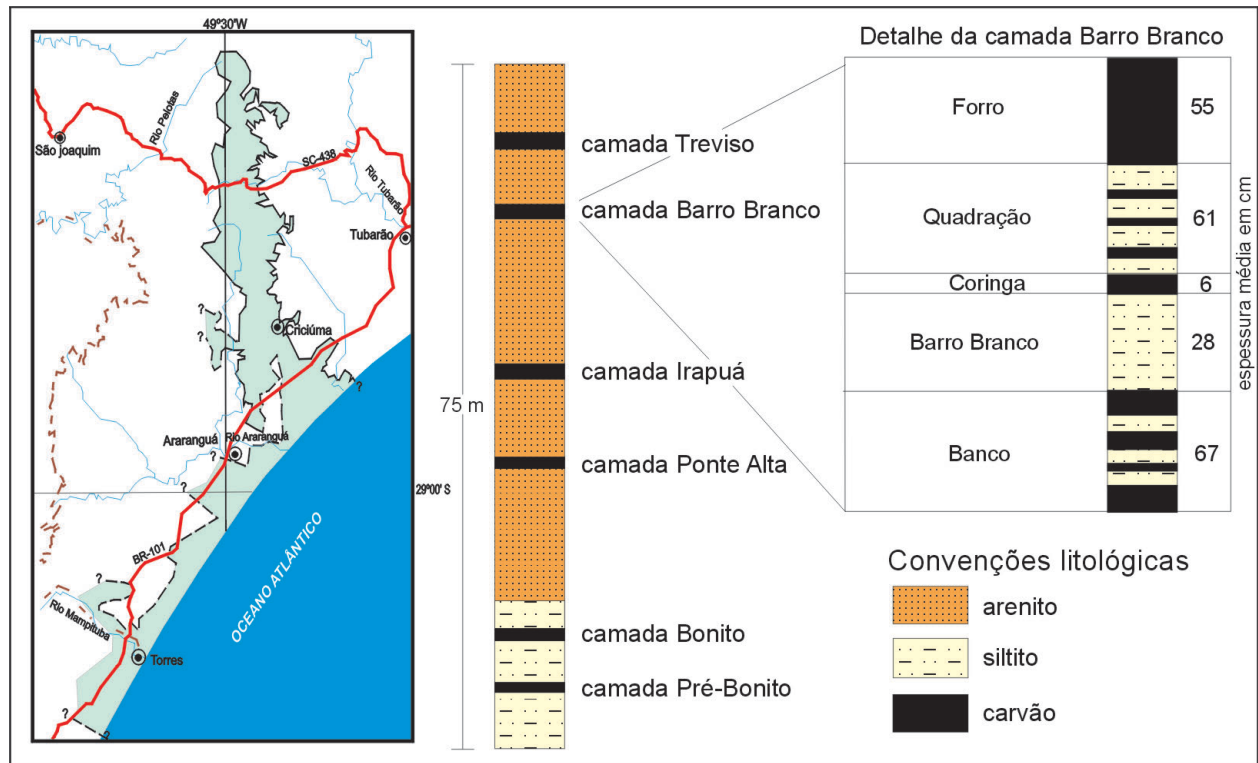


Figura XI.12 – Jazida Sul-Catarinense (SC) com detalhe do pacote carbonoso e destaque para a camada de carvão Barro Branco. Modificado de Süffert (1997)

Figure XI.12 – Sul-Catarinense deposit (SC) with details of the carbon package stressing the Barro Branco coal layer. Modified from Süffert (1997)



(a)

Figura XI.13 – (a) Mina Morozini, lavra de carvão a céu aberto na Jazida Sul-Catarinense. Foto: Ricardo da C. Lopes. (b): Mineração Rio Deserto, instalações de superfície de mina subterrânea de carvão na Jazida Sul-Catarinense. Foto: SIECESC

Figure XI.13 – (a) Morozini Mine, open pit coal mining in the Sul-Catarinense deposit. Photo: Ricardo da C. Lopes. (b): Rio Deserto Mining, surface facilities of underground coal mine in Sul-Catarinense deposit. Photo: SIECESC



(b)

de 30 a 35% sobre o *rom*. Outros mercados menores são os finos de britagem, para coque de fundição, e pequenas quantidades para diversos setores. Atualmente dez unidades mineiras encontram-se em operação, das quais três a céu aberto e as demais em subsuperfície.

Jazidas Menores

Além das oito jazidas de grande porte, existe uma série de pequenos jazimentos, quase todos situados nas proximidades da borda atual da bacia, vários dos quais estão ou estiveram em lavra, salientando-se as pequenas coberturas que a maioria apresenta sobre as camadas de carvão. Destes, destaca-se o carvão do norte do Paraná, que ocorre em delgadas camadas (0,40 m/2,00 m) mas com alto poder calorífico (6.000 kcal/kg) e elevado enxofre (8%).

Como se vê, a soma de todos os recursos das jazidas menores não atinge sequer um terço da Jazida do Capané, a que contém menos carvão entre as 8 grandes. Mesmo assim, alguns destes depósitos têm tido importância localizada como fontes de carvão.

Denominação

| | |
|--|----------|
| Sapopema, norte do Paraná | 64 Mt |
| Cambui, norte do Paraná | 22,7 Mt |
| Gravatá Oeste, a oeste de Morungava – Chico Lomã | 38,9 Mt |
| Faxinal, sul de Charqueadas | 10,7 Mt |
| Água Boa, sul do Leão | 6,1 Mt |
| Cerro do Roque, sul do Leão | 22 Mt |
| Arroio dos ratos, entre Charqueadas e Leão | esgotada |
| Pantano Grande, entre Leão e Iruí | 148 Mt |
| São Sepé, a oeste de Capané | 13,2 Mt |
| Total das reservas | 325,6 Mt |

Carvão Brasileiro: Características e Propriedades

Carvões são rochas sólidas sedimentares caracterizadas por um alto teor de carbono (55–95%), livre ou combinado. São diretamente combustíveis em presença do oxigênio do ar e as cinzas resultantes da combustão são pulverulentas e

constituídas por matérias minerais predominantemente de sílica e alumínio (Gomes, 2002). O grupo dos carvões compreende as turfas, linhitos, hulhas e antracitos. Tais rochas fazem parte dos combustíveis minerais (carvões, folhelhos betuminosos e os petróleos ou betumes).

De acordo com Gomes (*op. cit.*), carvões se formam a partir do soterramento continuado de vegetais superiores e de resíduos vegetais terrestres (troncos, galhos, arbustos, folhas, sementes, polens, celulose) cuja deposição, ao longo do tempo geológico (milhões de anos), sofreu diagênese e compactação na bacia sedimentar, transformações devidas a pressões e temperaturas, concentrando carbono e hidrogênio sob a forma de rochas estratificadas. Após milhões de anos os jazimentos carbonosos podem aflorar à superfície ou situarem-se a profundidades médias (100–200 m) e elevadas (300–600 m).

Quanto à origem vegetal, o carvão é dito húmico quando formado a partir de vegetais superiores de natureza continental ou paludal, ou sapropélico se relacionado a algas marinhas (Fig. XI.14). A principal distinção entre os petróleos, os folhelhos betuminosos e os carvões deve-se à origem: os primeiros são combustíveis formados a partir de organismos inferiores, sobretudo aquáticos (plâncton) cuja matéria orgânica com alto teor em gordura e proteínas sofreu a betuminização; enquanto os carvões húmicos são constituídos essencialmente por vegetais terrestres superiores, com alto teor de hidratos de carbono (Fig. XI.15).

Os petróleos e folhelhos betuminosos, como os folhelhos da formação Irati, foram derivados de rochas iniciais sapropélicas que se transformaram em saprocóis ou sapropelitos (Potonié, 1908). Os petróleos são essencialmente hidrocarbonetos gasosos, líquidos ou sólidos (asfaltos) que impregnam rochas porosas armazenadoras (arenitos betuminosos). Os folhelhos betuminosos são rochas sólidas com teor de carbono inferior ao dos carvões e ricas em argilas.

A aparência lamelar do carvão deve-se aos seus constituintes individuais elementares, microscópicos, chamados de macerais. Além dos macerais (Fig. XI.14), o grupo maceral, o microlitótico e o litótipo descritas na petrologia dos carvões identificam os elementos, a origem e a formação do carvão ou da turfa. Além dos macerais, o carvão é constituído por matérias minerais, sendo as mais comuns os minerais de argila, carbonatos, sulfetos e quartzo. A presença de matéria mineral é de grande significado tecnológico, pois pode ser responsável por abaixamento na temperatura de fusão das cinzas, corrosão e abrasão nos tubos das caldeiras.

O “grade” do carvão é dado pelo teor da matéria mineral (cinzas), sendo fator de depreciação da qualidade. Os teores de cinzas e enxofre fornecem elementos para a construção gráfica das curvas de lavabilidade do carvão. O “rank” é a medida do grau de maturidade ou metamorfismo a que foi submetido o carvão durante sua evolução na série natural de linhitos a antracitos. Os principais parâmetros para sua avaliação envolvem: umidade de equilíbrio, poder calorífero,

Constituintes do Carvão

| Tipo de Carvão (Fácies) | Litotipos | | Constituintes Micropetrográficos | | | |
|---|---------------------|------------------------|----------------------------------|--------------------|---|---|
| | Classif. USA (USGS) | Classif. Européia | Microlitotipos Básicos | Grupos de Macerais | Macerais Básicos | |
| Carvões Húmicos com Estratificação (Banded Coals) | Carvão Detritico | Vitrênio | Vitrênio | Vitríta | Vitrínita | Telínita Colínita |
| | | Brilhante | Clarênio | Claríta | Exínita | Algínita Sporínita Resínita Cutínita |
| | | Medianamente Brilhante | Durênio | Liptíta | | |
| | | Fosco | | Duríta | Micrínita Macrínita Sclerotínita Semi-Fusínita Fusínita | |
| Carvões Sapropélicos Maciços (Non-Banded Coals: Cannel Coals Bog-Heads) | | Fusênio | Fusênio | Fusíta | Exínita | Sporínita |
| | | Carvão | | | | Algínita |
| | | Detritico | | | | |
| | | Fosco | | | | |

Figura XI.14 – Constituintes do Carvão conforme Ferreira, 1980

Figure XI.14 – Coal components according to Ferreira, 1980

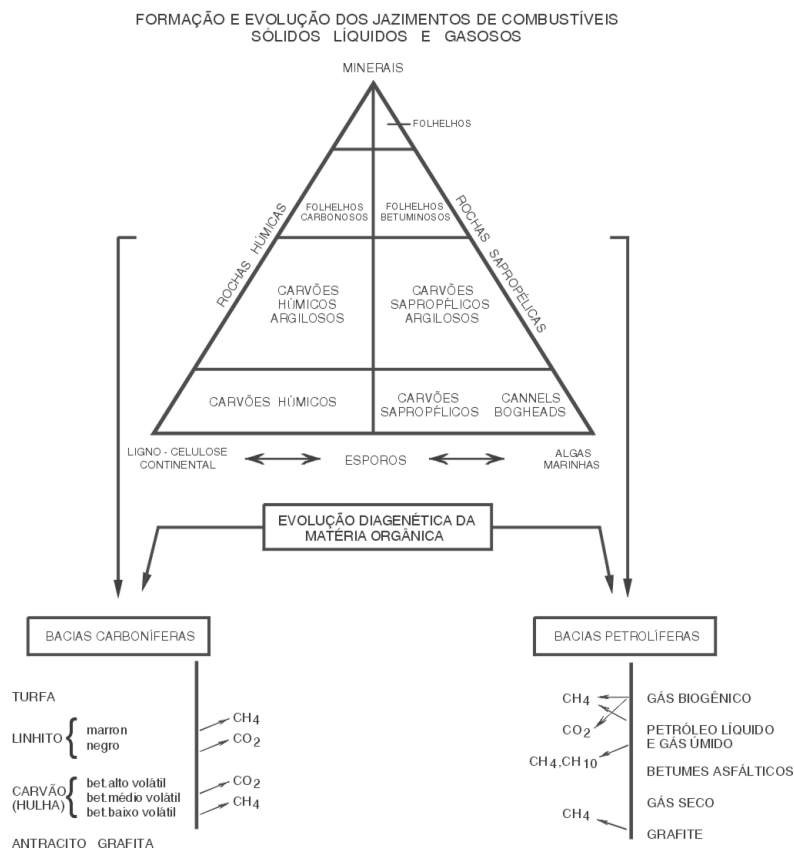


Figura XI.15 – Formação e Evolução dos Jazimentos de Combustíveis Sólidos, Líquidos e Gasosos

Figure XI.15 – Formation and Evolution of Solid, Liquid and Gaseous fuel deposits

matéria volátil, carbono fixo total, teor de hidrogênio e reflectância das vitrinitas.

Os carvões húmicos brasileiros, de idade Permiana (280 Ma), formaram-se da biomassa de florestas e arbustos (tecidos lenhosos, celulose, esporos, ceras, resinas, géis, algas, betumes e hidrocarbonetos) em um ambiente costeiro formado por deltas e lagunas em clima sazonal e temperado.

Segundo Guerra-Sommer *et al.* 1980 (*apud* Menegat *et al.* 1998) – as principais formadoras do carvão brasileiro foram: licófitas (*Brasilodendron pedroanun*), esfenófitas (*PhylloTheca indica*), gimnospermas (*Glossopteris indica*, *Ruffloria Gondwanensis* e *Buridia isophylla*), filiníceas (*Asterotheca Sp*) e coníferas primitivas que habitavam regiões mais altas e secas.

Ao tempo do Continente Gondwana (660–65 Ma), a flora primitiva e as rápidas variações do clima (geleiras e clima temperado) resultaram em rochas bandadas (varvitos e ritmitos) do Grupo Itararé do Super Grupo Tubarão (permo-carbonífero). No Permiano (290–250 Ma) um clima mais quente resultou em florestas de pteridófitas submetidas a freqüentes inundações das turfeiras pelo mar, em ciclos de tempestades que causavam arrombamento nas barreiras arenosas, promoviam a destruição das proto-camadas de carvão e a deposição de areias, siltes e argilas, mesclando matéria inorgânica com matéria carbonosa. Estas freqüentes

intercalações formaram, após diagênese, os carvões da Bacia do Paraná.

Algumas destas camadas de carvão melhoraram no “rank” (grau de evolução de um Carvão) devido à influência térmica de lavas basálticas sobre o carvão formado, no Atlantiano (140–65 Ma), por ocasião da abertura do Oceano Atlântico.

Parte das camadas de carvão de Santa Catarina são coqueificáveis e já produziram fração metalúrgica para a siderurgia nacional. Hoje as carboníferas catarinenses só produzem carvão da fração energética (CE – 4.500 kcal/kg) e pouco carvão industrial. No Rio Grande do Sul, a jazida de Morungava–Chico Lomã–Santa Teresinha conta com carvão metalúrgico subterrâneo, mas ainda não está em produção.

As minas sul-riograndenses apenas produzem carvão energético (CE – 3.100, CE – 3.300, CE – 4.200, CE – 4.500, CE – 4.700 e CE – 5.200 kcal/kg), pois os carvões das jazidas de Candiota, Capané, Iruí, Leão e Charqueadas não apresentam FSI adequado. As minas paranaenses (da Carbonífera Cambuí) produzem carvão energético (CE – 6.000 Kcal/kg) nas jazidas de Figueira e Telémaco Borba.

A diferença entre carvão energético (carvão vapor) e metalúrgico (carvão coque) é feita por análises físico-químicas e ensaios-padrão das amostras (Fig. XI.16). Segundo a CIENTEC (Fundação de Ciências e Tecnologia–RS), “a classificação de um carvão é fator importante, quer para sua interpretação,

quer para sua comercialização, podendo ser considerada sob numerosos aspectos: geológica ou química, científica ou prática, regional ou internacional. Para realizá-la, indispensável se torna definir previamente os parâmetros que foram escolhidos para elaborar determinada classificação. A seleção de parâmetros implica inicialmente em escolha e, em seguida, em uma hierarquia entre os caracteres selecionados” (Joana Nahuys, comunicação pessoal).

As diferentes classificações empregadas por distintos países visam a mais bem conhecer o combustível e sua adequação às necessidades das indústrias consumidoras (energia elétrica, gaseificação, siderúrgicas, carboquímica, papel-celulose, cimento, cerâmica, alimentos), daí as variantes dos parâmetros analisados e as normas de preparo das amostras nos laboratórios.

A Atual Mineração do Carvão no Brasil

A mecanização da lavra de carvão mineral na década de 70, em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul, acelerou o desenvolvimento das frentes de extração no subsolo, o que demandou estudos geológicos e controles estruturais das rochas cada vez mais sofisticados (levantamento das falhas, dureza das encaixantes, sustentação do teto, água e nível freático, atitudes das camadas, qualidade do carvão) para o planejamento das atividades mineiras.

Em Santa Catarina, predominam minas de encostas e subterrâneas, com acesso por meio de planos inclinados ou poços, utilizando o sistema mecanizado ou semimecanizado, e método de mineração por câmaras e pilares, transporte do carvão por correias ou guincho com cabo sem fim, e vagonetas

| Classe | Grupo | Carbono Fixo > (%) < | Matéria Volátil (%) < | Poder Calorífico ≥ (%) < | Poder Aglomerante |
|-----------------------|------------------------------|-------------------------|--------------------------|------------------------------------|-----------------------|
| I Antracito | 1. Metaantracito | .. - 98 | .. 2 | | |
| | 2. Antracito | 92 - 98 | 8 - 2 | | |
| | 3. Semiantracito | 86 - 92 | 8 - 14 | | |
| II Betuminoso | 1. Betuminoso baixo volátil | 78 - 86 | 14 - 22 | | Comumente Aglomerante |
| | 2. Betuminoso médio volátil | 69 - 78 | 22 - 31 | | |
| | 3. Betuminoso alto volátil A | .. 69 | 31 .. | 14.000 .. | |
| | 4. Betuminoso alto volátil B | | | 13.000 - 14.000 | |
| | 5. Betuminoso alto volátil C | | | 11.500 - 13.000 10.500 - 11.500 | |
| III Sub-Betuminoso | 1. Sub-betuminoso A | | | 10.500 - 11.500 | Não Aglomerante |
| | 2. Sub-betuminoso B | | | 9.500 - 10.000 | |
| | 3. Sub-betuminoso C | | | 8.300 - 9.500 | |
| IV Linhito | 1. Linhito A | | | 6.300 - 8.300 | Não Aglomerante |
| | 2. Linhito B | | | .. - 6.300 | |

Figura XI.16 – Classificação dos Carvões pelo “rank” (Borges et al. 1978). Estas especificações dos carvões são baseadas no rank, isto é, de acordo com seus graus de metamorfismo, ou alterações progressivas nas séries naturais desde linhito até antracito. (Alterações físico-químicas resultantes de diferenças entre os graus de carbonificação); Carbono fixo é expresso em %, em base livre de matéria-mineral; A matéria volátil é expressa em %, em base seca livre de matéria-mineral; O poder calorífico é expresso em Btu/lb (1 Btu/lb = 0,56 kcal/kg), determinado na mistura, livre de matéria-mineral

Figure XI.16 – Coal classification by “rank” (Borges et al. 1978). These coal specifications are based on rank, that is, according to their degree of metamorphism, or progressive changes in natural series from lignite to anthracite. (Physical-chemical changes resulting from differences between coal enrichment degrees); Fixed carbon expressed as %, on a basis free from mineral matter; Calorific power expressed in Btu/lb (1 Btu/lb = 0.56 kcal/kg), determined in the mix, free from mineral matter

sobre trilhos de aço e poços de ventilação. Há também minas a céu aberto, que utilizam o método “*stripping mining*” ou cortes em tiras, com equipamentos de terraplenagem (minas Comin, Urussanga e Lauro Müller).

O sistema de beneficiamento do carvão conta com britadores, *jigs*, ciclones, mesas concentradoras e flotação. Atualmente as mineradoras rebeneficiam rejeitos antigos produzindo finos de carvão e produto final CE-4.500, consumido pela térmica Jorge Lacerda em Tubarão.

No Rio Grande do Sul, a CRM produz carvão na mina do Leão I utilizando poço com 135 m de profundidade, em sistema mecanizado de câmaras e pilares, com máquinas de abertura de galerias (“*road headers*”) modelos F6-A e AM-50 (Voest-Alpine), carregadeiras frontais elétricas (*bobcat*), correias transportadoras e ventiladores axiais. O sistema de beneficiamento do carvão utiliza jigge metálico tipo Baum e hidrociclones no Lavador Eurico Rômulo Machado.

A mina de Leão II da CRM possui 2 planos inclinados com profundidade de 200 m, 8 km de galerias subterrâneas, 2 silos de 33 m, está semi-equipada para operar no método “*long-wall*” mas ainda encontra-se inoperante. No futuro produzirá 1 Mta de carvão CE-3.700 para abastecer a termoelétrica Jacuí I (350 MW).

A mina de Candiota, a céu aberto, utiliza o método de mineração por tiras (*stripping mining*), “*truck/shovel*”, escavadeira “*dragline*” BE 1260 W (20 m³), em cortes de 30/90 m de largura, e carregamento por “*shovel*” elétrica PH 1600 (9 m³) em caminhões fora-de-estrada RK-435 (65 toneladas). O carvão é britado e entregue à usina termoelétrica por correia transportadora de 4 km (Fig. XI.17). Nesta mina são adotadas medidas de preservação do meio ambiente, com regeneração ambiental simultânea à lavra do minério.

A mineradora COPELMI utiliza em suas minas a céu aberto (Recreio, Faxinal, Butiã Leste) o método “*truck-shovel*” e mineração por tiras. O mesmo método é empregado na mina de Seival. O beneficiamento do carvão se faz por jigues Baum e Menally, ciclones e espirais produzindo carvões CE-3.700, CE-4.200, CE-4.700 e CE-5.200. Esta empresa planeja no futuro abrir a mina de Guaíba (Eldorado do Sul).

A carbonífera Palermo lavra a mina de Capané (Cachoeira do Sul) a céu aberto pelo sistema “mineração por tiras” e “*truck/shovel*”. O beneficiamento é por jigues Baum, peneiramento e ciclonação. Em 1998 foram produzidas 123.000 t de minério e produtos foram classificados como CE-3.300, CE-4.200 e CE-4.700.

A Companhia Carbonífera do Cambuí (PR) realiza a mineração do carvão em sua mina subterrânea Amando Simões situada no município de Figueira. Utiliza o método de lavra em “*short-wall*”, ou frente curta, com câmaras estreitas, volta em pilar com plano de fogo “duro”, desenvolvimento com *bobcat* e transporte por vagonetas, cabo sem fim e transportadora de correias. Possui *skip* duplo para 1.600 kg e

velocidade de 3 m/seg. A usina de beneficiamento, equipada com jigge-hartz e britador de rolos, tem capacidade de 80 t rom/h. Produz carvão CE-6000 com recuperação de 63% do r.o.m. O produto contém 29,80% cinzas, 3,20% de enxofre e poder calorífico de 6.070 Kcal/Kg. O carvão CE-6.000 é transformado em energia elétrica na usina térmica da Companhia Paranaense de Energia – Copel em Figueira (20 MW). A Copel e a Cambuí, por meio da CARBOPEL, estão construindo a usina térmica Copel II, de 125 MW em leito fluidizado, que consumirá o carvão da nova mina Sapopema a ser aberta em 2003.

Para o dimensionamento dos pilares das minas de carvão são utilizados os métodos da Câmara de Minas da África do Sul, bem como o Dimenpil, que é um método desenvolvido pela CIENTEC – Fundação de Ciência e Tecnologia – RS. Este método da CIENTEC é embasado em testes e ensaios feitos nas camadas de carvão do sul do Brasil. O fator de segurança mínimo admitido em Santa Catarina no cálculo de pilares é 1,8 pelo método Sul-Africano, e 1,3 pelo Dimenpil. O fator de segurança mínimo admitido pelo DNPM é definitivo e desde 1990 não é mais permitida a prática de desmonte dos pilares, ou seja: a mina após sua exaustão deverá permanecer estruturalmente íntegra.

Produção e Consumo do Carvão Brasileiro

A siderurgia a alto forno no Brasil foi implantada em Volta Redonda (RJ), logo após a Segunda Guerra Mundial, como indústria fundamental para o desenvolvimento nacional, mas sua concepção industrial foi calcada no carvão importado. A indústria siderúrgica foi induzida como parte estratégica que propiciaria a auto-suficiência em épocas de crise. Deveria consumir coque utilizado no 1º alto forno, que seria composto de 40% de carvão metalúrgico nacional com 18,5% de cinzas e 1,75% de enxofre, extraído da jazida Sul-Catarinense, e 60% de carvões metalúrgicos importados, de menores custos e com teores mais reduzidos desses dois componentes indesejáveis.

Na expansão da indústria siderúrgica nas três décadas seguintes, ficou evidente o esforço das siderúrgicas estatais em reduzir custos e aumentar produtividade pelo aumento da participação da parcela importada de 60% para 80% e, depois, 90%, com exceção de breves crises devidas, em geral, a greves em minas norte-americanas. Apesar dos problemas energéticos e econômicos causados pelos choques do petróleo, as minas sul-catarinenses atingiram, como produção máxima de carvão siderúrgico, 1,305 milhão de toneladas em 1980, correspondendo a 23,9% do consumo das coqueiras. Com o final da crise petrolífera e o aumento dos custos das minas causados pela exaustão dos trechos geologicamente mais



Figura XI.17 – Similaridades entre Minas de Carvão a Céu Aberto. Acima a Mina da Warkworth no Hunter-Valley, Austrália (4 Mta) e abaixo a Mina de Candiota da CRM, RS (2,4 Mta). No canto esquerdo a regeneração ambiental é concomitante à lavra. Na foto inferior (do autor) os pesados caminhões aguardam descarga na moega do britador. Notar a correia transportadora que entrega carvão na Usina Térmica Presidente Médici, situada a 4 km.

Figure XI.17 – Similarities of open pit coal mines. Above mine of Warkworth in Hunter Valley, Australia (4 Mta) and below Candiota Mine of CRM, RS (2.4 Mta). At the left corner environmental regeneration follows suit after mining activities. In lower photo (from the author) heavy trucks await unloading at the crusher. Note the conveyor belt that carries coal in the Presidente Médici Thermoelectric Plant, located 4 km away.

favoráveis, a produção nacional caiu gradualmente para cerca de 0,8 Mt no triênio 1987/89, o que representou bem menos de 10% do consumo das coqueiras, que tinha crescido do patamar de 5 Mt (1978/82) para 10 Mt (1987/93). Finalmente, em 1990, a desregulamentação total das indústrias carbonífera e siderúrgica encerrou subitamente o uso do carvão nacional na siderurgia.

As perspectivas de retorno da participação do carvão brasileiro como insumo siderúrgico dependem das possibilidades de instalar minas nas jazidas de Chico Lomã-Morongava e Santa Terezinha (RS). Testes executados com testemunhos de sondagem de ambas as jazidas e com material colhido de um poço exploratório em Chico Lomã mostraram

que em ambas as jazidas o carvão bruto pode ser beneficiado para obtenção de uma parcela de uso siderúrgico, com rendimento de duas a seis vezes maior que o usual nas atuais minas sul-catarinenses. Essa parcela tem baixos teores de enxofre, teores de cinzas entre 9% e 15% e propriedades coqueificantes similares.

Para maior utilização do carvão na matriz energética brasileira, faz-se necessário pesquisar novas rotas tecnológicas a serem adotadas pelas indústrias, visando a maior aproveitamento do energético nacional. Por exemplo, a rota siderúrgica desenvolvida pela Aços Finos Piratini/Siderbrás nos anos 70 e 80 permitiu aprimorar o “método Lurgi” na produção de aços especiais com a utilização de carvões energéticos do

leão (RS) do tipo CE-5900 e CE-6200, com resultados altamente satisfatórios na siderurgia e separação do carvão em meio denso.

A privatização da Aços Finos e a extinção da Siderbrás desativou a rota que se utilizava do carvão nacional, perdendo-se a tecnologia e a “inteligência” desenvolvida.

Oferta Mundial de Carvão

Em 1998, com base na análise do Sumário Mineral do ano DNPM 2000, houve uma redução do consumo mundial de carvão mineral, principalmente devido à crise econômica dos países asiáticos. A sua produção em 1998, que alcançou 1,24 bilhão de toneladas de carvão mineral, é inferior à de 1997, quando se havia produzido 1,36 bilhão de toneladas (Tab. XI.2). Os Estados Unidos da América aumentaram em 2,6% sua produção em relação ao ano anterior, atingindo 1,014 bilhão de toneladas de carvão em 1998. Nesse país cerca de 56,3% da geração de energia elétrica em 1998 foi proveniente do carvão mineral.

A Austrália é o terceiro grande produtor mundial e teve crescimento de 10% em sua produção carbonífera entre 1998 e 1997. Em 1998 produziu 356 Mt, sendo o principal exportador mundial com 167 Mt no ano. O Japão é o maior consumidor do carvão mineral do exterior, tendo importado 125 Mt em 1998. Este país conta com cerca de 112 minas de carvão, sendo 63 minas subterrâneas e 49 minas a céu aberto; enquanto o Brasil possui 34 minas e 15 empresas carboníferas, distribuídas nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Não se deve confundir a produção bruta de carvão (*run-of-mine*) com produção de carvão vendável, esta geralmente se refere a produto de beneficiamento entregue às indústrias consumidoras.

O Brasil produz cerca de 10 Mta de carvão bruto e deste, cerca de 6 Mta de carvão vendável (estáticas de 1999). A

distribuição do consumo para o carvão nacional em 1999 se dá como segue: 85% na termoelectricidade, 6% na indústria petroquímica, 4% na indústria do papel e celulose e o restante em outras indústrias (cerâmica, alimentos, fumo, etc.). Em 2000, 95% do carvão nacional foi consumido pelas térmicas brasileiras.

Como se vê no quadro “Produção Mundial de Carvão Mineral” (Tab. XI.2), enquanto os países mais industrializados produzem carvão na escala de bilhão de toneladas ao ano, o Brasil não aproveita mais que 10 milhões de toneladas-ano do seu energético e ainda recorre à importação superior a 13 Mta para a siderurgia. As principais estatísticas elaboradas pelo DNPM no Sumário Mineral 2000 sobre o carvão mineral estão na Tab. XI.3.

A indústria consome entre 5,5 e 5,7 Mta do energético nacional e importa entre 11 e 13 Mta de carvão, dependendo entre US\$ 530 e US\$ 630 milhões/ano, principalmente para fins siderúrgicos, contribuindo negativamente na balança de pagamentos brasileira.

Participação do Carvão na Produção de Energia Primária

Para efeitos comparativos entre o peso de cada energético na produção de energia primária no mundo, apresenta-se a Tab. XI.4.

Como indicado na Tab. XI.4, a participação do consumo de combustíveis na produção de energia primária na matriz energética traduz um desequilíbrio que ocorre no Brasil: em 2000, de um total de 132,7 Mtep (milhões de toneladas equivalentes de petróleo) produzidos, 63,60% foram devidas ao petróleo, insumo que o país não é auto-suficiente; 6,40% foram devidos ao gás natural; 9,19% ao carvão (maioria importado, cerca de 8%); 1,05% à energia nuclear e 19,74% à hidroeletricidade.

| PAÍS | PRODUÇÃO DE CARVÃO (Mt) / % (Mt – MILHÕES DE TONELADAS) | | | |
|----------------|---|------------|--------------|------------|
| | 1997 | % | 1998 | % |
| Brasil | 5 | 0,1 | 6 | 0,1 |
| África do Sul | 220 | 4,6 | 222 | 4,8 |
| Austrália | 322 | 6,7 | 356 | 7,6 |
| China | 1.360 | 28,5 | 1.236 | 26,6 |
| Estados Unidos | 987 | 20,6 | 1.014 | 21,8 |
| Ex-URSS | Nd | Nd | Nd | |
| Índia | 321 | 6,7 | 323 | 6,9 |
| Polônia | 199 | 4,1 | 180 | 3,9 |
| Rússia | 244 | 5,1 | 232 | 5,0 |
| Outros | 1.115 | 23,6 | 1.086 | 23,3 |
| Total | 4.773 | 100 | 4.655 | 100 |

Fonte: Sumário Mineral DNPM, 2000.

| Tabela XI.3 Principais Estatísticas do Carvão Mineral no Brasil | | | | |
|---|----------------------------------|---------|---------|---------|
| Table XI.3 Mineral Coal in Brazil: Main Statistics | | | | |
| | | 1997 | 1998 | 1999 |
| Produção | Energético (Mt) | 5,542 | 5,485 | 5,618 |
| | Metalúrgico para fundição (Mt) | 0,09 | 0,086 | 0,102 |
| Importação | Carvão metalúrgico (Mt) | 11,954 | 10,697 | 13,430 |
| | (M US\$, CIF) | 608,827 | 633,645 | 529,109 |
| Exportação | (1000 t) | 477 | 65 | 242 |
| | (1000 US\$ FOB) | 213 | 29 | 100 |
| Consumo | Metalúrgico para siderurgia (MT) | 10,481 | 11,00 | 10,600 |
| | Finos metalúrgico (1000 t) | 90 | 86 | 102 |
| | Energético (Mt) | 5,615 | 5,525 | 5,645 |
| Preços | Carvão (US\$ CIF/t) | 52,50 | 59,20 | 39,40 |

Fonte: Sumário Mineral 2000 – DNPM - Pervisto em 1999. Mt – milhões toneladas.

| Tabela XI.4 Participação do Consumo de Combustíveis na Produção de Energia Primária | | | | | | |
|---|---|----------------------------|----------------|--------|---------------------|-------------------|
| Table XI.4 Share of fuel consumption to produce Primary Energy | | | | | | |
| PAÍS | ENERGIA PRIMÁRIA TOTAL EM Mtep (milhões de toneladas equivalentes de petróleo) | PARTICIPAÇÃO (%), ANO 2000 | | | | |
| | | ÓLEO | GÁS NATURAL | CARVÃO | ENERGIA ELÉTRICA | HIDROELETRICIDADE |
| África do Sul | 108,3 | 20,77 | - | 75,62 | 3,23 | 0,27 |
| Alemanha | 329,4 | 39,31 | 21,64 | 25,10 | 13,10 | 0,63 |
| Argentina | 54,1 | 37,15 | 55,00 | 1,30 | 2,95 | 3,69 |
| Austrália | 106,0 | 36,50 | 18,00 | 44,05 | - | 1,32 |
| Brasil | 132,7 | 63,60 | 6,40 | 9,19* | 1,05 | 19,74 |
| Canadá | 231,8 | 35,76 | 30,24 | 12,64 | 8,06 | 13,28 |
| China | 752,7 | 30,14 | 2,96 | 63,78 | 0,57 | 2,52 |
| França | 258,2 | 36,83 | 13,78 | 5,42 | 41,55 | 2,40 |
| Índia | 294,2 | 33,17 | 7,64 | 55,54 | 1,39 | 2,24 |
| México | 127,4 | 66,16 | 25,11 | 4,78 | 1,41 | 1,51 |
| USA | 2.278,6 | 39,38 | 25,84 | 24,75 | 8,98 | 1,02 |

Atentar para a importância do carvão mineral e seu aproveitamento na produção de energia na maior parte dos países e sua pouca utilização no Brasil. Estão excluídos na tabela turfa e madeira. Fonte: World Energy Council 2001. Org.: Gomes, 2002. * Inclui carvão importado.

No mesmo período pode-se confrontar a participação dos combustíveis na matriz de distintos países, por exemplo:

- A África do Sul produziu 108,3 Mtep de energia primária com a seguinte origem: 20,77% do petróleo, 75,62% do carvão, 3,23% da energia nuclear e 0,27% da hidroeletricidade.
- A Alemanha produziu 329,4 Mtep de energia primária, com a seguinte distribuição: 39,31% originada do petróleo, 21,64% do gás, 25,10% do carvão, 13,10% da energia nuclear e 0,63% da hidroeletricidade.
- A Austrália produziu em 2000 106 Mtep assim distribuídos: 36,50% com petróleo, 18% com gás natural, 44% com carvão e 1,32% com hidroeletricidade.
- A China produziu em 2000 752,7 Mtep sendo 30,14% originada do petróleo, 2,96% do gás natural, 63,78% do carvão, 0,57% da energia nuclear e 2,52% da hidroeletricidade.
- A França produziu em 2000 258,2 Mtep originados 36,83% do petróleo, 13,78% do gás natural, 5,42% do carvão, 41,55% da energia nuclear e 2,40% da hidroeletricidade.
- A Índia produziu 294,2 Mtep em energia primária, sendo 33,17% originados do petróleo, 7,64% do gás natural, 55,54% do carvão, 1,39% da energia nuclear e 2,24% da hidroeletricidade.
- Os Estados Unidos da América produziram 2.276 Mtep em 2000, com a seguinte participação: 39,38% originados do petróleo, 25,84% do gás natural, 24,75% do carvão, 8,98% da energia nuclear e 1,02% da hidroeletricidade.

Tais exemplos podem servir de comparação quanto ao aproveitamento das fontes internas de energia entre os diferentes países e graus distintos de evolução econômica e o Brasil, principalmente quanto a suas reservas de carvão mineral.

Os dados do “World Energy Council” quanto à energia consumida, permitem-nos deduzir que, no ano de 2000:

- Os Estados Unidos da América consumiram 564 Mtep, ou seja, 46 vezes mais que o Brasil (12,2 Mtep), ou seja, 2,3 tep *per capita*.
- A Argentina consumiu 6% da energia consumida pelo Brasil, o equivalente a cerca 1,5 tep por habitante, enquanto o índice *per capita* brasileiro é de 0,77 tep/habitante.
- A Austrália, que conta com o equivalente a 10% da população brasileira, consumiu 46,7 Mtep, equivalente a 382% da energia consumida no Brasil.
- A África do Sul, consumiu 81,9 Mtep, equivalente a 671% da energia brasileira.
- A Alemanha, com o equivalente a metade da população brasileira, consumiu 82,7 Mtep, equivalente a 6,77 vezes mais que a energia consumida no nosso país, no mesmo período.

Tais comparativos mostram a necessidade que o Brasil tem de realizar um planejamento energético mais diversificado, contemplando as várias fontes de energia, buscando um equilíbrio na maior utilização de carvão nacional e gás natural, tendo-se em vista a vastidão do território brasileiro, a população superior aos 170 milhões de habitantes, cujo crescimento à razão de 2 a 3% ao ano torna a demanda por energia cada vez maior, assim como a ameaça de colapso diante da dependência climática que tem afetado as hidroelétricas nos últimos anos.

Participação dos Combustíveis na Matriz Energética do Brasil

Os dados a seguir (Tab. XI.5 e XI.6), originados do BEN e Secretaria Nacional de Energia do Ministério de Minas e Energia – SNE/MME, fornecem um panorama da participação de cada fonte na matriz energética brasileira.

O Balanço Energético Nacional (SNE/MME) mostra que a participação do petróleo na produção de energia brasileira não-renovável era 64% em 1983 e tem permanecido estabilizada em 80% entre 1990 e 1998. O carvão mineral, por sua vez, vem diminuindo de importância: em 1983 alcançava 8,9% na energia primária não-renovável; em 1990 caiu a 4% e a 3% em 1998. Já a participação da energia hidráulica na matriz energética vem crescendo: 48% da energia renovável em 1983, 55% em 1990 e 63% em 1998. Neste mesmo grupo, a lenha diminuiu de importância: 33% em 1983, 26% em 1990 e 15% em 1998.

Uso Industrial do Carvão Nacional

O carvão nacional tem indicação de uso nos seguintes setores:

- Na termoeletricidade, com a instalação de usinas térmicas à boca da mina, evitando-se o transporte de rejeitos. A formação de pólos energéticos na própria região carbonífera é a utilização mais indicada como ocorre na região de Candiota (RS) – Usina Termoeletrica Presidente Médici da CGTEE (446 MW) ou na região de Figueira (PR) – usina térmica de Figueira da Copel (20 MW). A concretização de pequenas centrais térmicas, entre 5 MW e 100 MW, junto às minas, poderá diminuir a vulnerabilidade do sistema elétrico;
- Na geração de calor e vapor utilizados pelas indústrias de cimento, de cerâmicas, de papel e celulose, de alimentos e de fumo;
- Na siderurgia – a lavra do carvão metalúrgico de Chico Lomã-Santa Terezinha (RS), permitirá, no futuro, produzir frações de carvão-coque para o alto forno das indústrias nacionais com rendimentos superiores aos do carvão catarinense, desde que as frações energéticas tenham aproveitamento regional; e
- Na carboquímica – a gaseificação do carvão nacional é tecnicamente exequível e foi comprovado que pode-se obter gás de médio a alto poder calorífico. O carvão gaúcho é facilmente gaseificável em experimentos em escala de laboratório e semi-industrial (UFRGS) ou na escala industrial (projetos CIGÁS, CIVOGÁS da CIENTEC e na Cerâmica Eliane em Cocal, SC).

O gás de carvão permite reduzir o consumo de derivados de petróleo, tanto no consumo doméstico como no industrial. A carboquímica pode produzir gás de síntese para a produção de amônia, fertilizantes, combustíveis líquidos, produtos químicos e farmacêuticos ou gás redutor para aplicação na redução direta do minério de ferro. Exemplo marcante da carboquímica aplicada a carvões gondwânicos é o programa SASOL da África do Sul. Neste país também existe tecnologia siderúrgica que utiliza carvão de baixo “ranking” na redução do minério de ferro, como já foi utilizado pela Aços Finos Piratini na produção de aços especiais (tecnologia Lurgi) com a utilização do carvão da mina do Leão (CRM), nos anos setenta.

Os avanços tecnológicos ocorridos na indústria do carvão contribuem com o desenvolvimento de novos materiais tais como: grafita sintética de alta densidade, antracitas para eletrodos de grafita, fibras de carbono e ânodos de carvão para baterias de íon-Lítio (automóveis elétricos). A utilização de novos materiais à base do carvão, grafitas poligranulares e fibras de carbono, bem como sua utilização na indústria aeroespacial, motonáutica, de automóveis e motocicletas, será uma realidade no século XXI.

Pode-se destacar o INCAR – Instituto Nacional del Carbón, de Oviedo, Espanha, que utiliza tecnologia de ponta na

**Tabela XI.5 Participação dos Combustíveis na Matriz Energética –
Produção de Energia Primária (DNPM, 1999)**
Table XI.5 Share of Fuels in the Energy Matrix – Production of Primary Energy (DNPM, 1999)

| Fontes | Ano (em Mtep) | | | | |
|---|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | 1983 | 1985 | 1990 | 1993 | 1998 |
| Energia primária não-renovável | 25,794 | 37,236 | 39,908 | 41,460 | 62,080 |
| Petróleo | 16,595 | 27,493 | 31,906 | 32,551 | 49,571 |
| Gás natural | 3,885 | 5,292 | 6,077 | 7,120 | 10,443 |
| Carvão vapor | 2,308 | 2,572 | 1,564 | 1,752 | 2,030 |
| Carvão metalúrgico | 0,737 | 0,887 | 0,314 | 0,037 | 0,013 |
| Urânio (U ₃ O ₈) | 2,269 | 0,992 | 0,047 | 0 | 0,023 |
| Energia primária renovável | 90,018 | 104,382 | 108,166 | 114,471 | 134,032 |
| Energia hidráulica | 43,928 | 51,729 | 59,945 | 68,169 | 84,498 |
| Lenha | 29,855 | 32,513 | 28,180 | 24,493 | 21,233 |
| Produtos da cana-de-açúcar | 15,056 | 18,576 | 17,937 | 18,859 | 24,966 |
| Outras fontes prim. renováveis | 1,179 | 1,564 | 2,104 | 2,950 | 3,385 |
| Total | 115,812 | 141,618 | 148,074 | 155,931 | 196,162 |

Fonte: BEM 99, SNE-MME

Tabela XI.6 Produção de Energia Primária (DNPM, 1999)
Table XI.6 Production of Primary Energy (DNPM, 1999)

| Fontes | Ano (em %) | | | | |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | 1983 | 1985 | 1990 | 1993 | 1998 |
| Energia primária não-renovável | 22,3 | 26,3 | 27,0 | 26,6 | 31,6 |
| Petróleo | 14,3 | 19,4 | 21,5 | 20,9 | 25,3 |
| Gás natural | 3,4 | 3,7 | 4,1 | 4,6 | 5,3 |
| Carvão vapor | 2,0 | 1,8 | 1,1 | 1,1 | 1,0 |
| Carvão metalúrgico | 0,6 | 0,6 | 0,2 | 0,0 | 0,0 |
| Urânio (U ₃ O ₈) | 2,0 | 0,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Energia primária renovável | 77,7 | 73,7 | 73,0 | 73,4 | 68,4 |
| Energia hidráulica | 37,9 | 36,5 | 40,5 | 43,7 | 43,1 |
| Lenha | 25,8 | 23,0 | 19,0 | 15,7 | 10,8 |
| Produtos da cana-de-açúcar | 13,0 | 13,1 | 12,1 | 12,1 | 12,7 |
| Outras fontes prim. renováveis | 1,0 | 1,1 | 1,4 | 1,9 | 1,7 |
| Total | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

Fonte: BEM 99, SNE-MME

identificação e estudo da combustão dos carvões e na produção de novos materiais. Este Instituto tem convênio com a UFRGS e desde 2001 está realizando testes com o carvão da mina de Recreio da COPELMI. Técnicos do Instituto de Geociências e Escola de Engenharia têm acompanhado as pesquisas tecnológicas com o carvão gaúcho.

No futuro próximo, o carvão de Chico-Lomã poderá também ser estudado visando a produtos de alta tecnologia. Para tanto é necessário investimento em tecnologia e desenvolvimento de novos materiais à base do carvão mineral. Na Tab. XI.7 são comparados os carvões coqueificáveis de Morungava, Chico Lomã, Santa Terezinha e Barro Branco (SC).

Como se vê, os rendimentos do carvão metalúrgico do Rio Grande do Sul são superiores aos da camada Barro Branco de Santa Catarina.

Parte das camadas de carvão de Santa Catarina são coqueificáveis (FSI de 1, 2, 3, 4) e já produziram fração metalúrgica para a siderurgia nacional; hoje as carboníferas catarinenses só produzem carvão fração energética (CE-4.500 kcal/kg) e pouco carvão industrial. As minas sul-riograndenses apenas produzem carvão energético (CE-3.100, CE-3.300, CE-3.700, CE-4.200, CE-4.500 e CE-5.200 Kcal/kg) de suas jazidas de Candiota, Capané, Leão I e Recreio.

Tabela XI.7 Comparação entre alguns resultados típicos de análise de carvão coqueificável de jazidas do RS e SC (%)
 Table XI.7 Comparison between some typical results of cockable coal analysis of RS and SC deposits (%)

| CAMADA | 1.ª HIPÓTESE | | | 2.ª HIPÓTESE | | | S | FSI |
|---------------------------------|--------------|-------------|------|--------------|-------------|------|------|-----|
| | CPL | CM | CE46 | CPL | CM | CE40 | | |
| Morungava M ₄ | 46 | 22 | 24 | 51 | 16 | 33 | <1,0 | 2,5 |
| Chico Lomã CL ₄ | 32 | 32 | - | 42 | 26 | 16 | 0,7 | 3,0 |
| Santa Terezinha ST ₄ | 34 | 34 (77*) | - | 42 | 29 (62*) | 13 | <1,0 | 3,0 |
| Barro Branco SC | 30 | 15 | 15 | 35 | 10 | 25 | 1,7 | 4,0 |

O valor assinalado (*), corresponde ao trecho de melhor qualidade. Fonte: Suffert, T. 1997 in: Gomes, 2002. CPL = Carvão Pré-lavado CM = carvão metalúrgico; CE40 = carvão energético, 40% cinzas.

Termoeletricidade a Carvão

A produção carbonífera brasileira tinha, desde o final do século passado, dois destinos principais: o das caldeiras dos navios e o das caldeiras das locomotivas a vapor. Ambos os mercados foram perdidos para os derivados do petróleo: o do transporte marítimo no período entre as guerras mundiais e o do transporte ferroviário na década de 1950.

Esses mercados foram substituídos pela geração de energia termoeletrica, sempre em instalações próximas ou junto às minas. Além de pequenas unidades locais, as usinas de porte industrial, ainda na primeira metade do século XX, foram a Usina do Gasômetro, em Porto Alegre (RS) e a antiga usina de Capivari (SC). Ambas, pela tecnologia obsoleta e devido ao reduzido porte, já foram desativadas. As usinas atualmente em operação possuem capacidade nominal de geração de 1.387 MW, cerca de 2% do parque gerador elétrico brasileiro, sendo que os maiores conjuntos de unidades estão em Capivari-SC com 832 MW e em Candiota-RS com 446 MW.

Duas novas unidades de 350 MW cada devem entrar em operação até o ano 2005: uma em Eldorado do Sul-RS (Jacuí I) e outra em Candiota-RS (Candiota III/C). Também está prevista a construção da Usitesc (400 MW) em Criciúma-SC, a termoeletrica Copel II (127 MW em leito fluidizado) em Figueira-PR e a Térmica de Seival (500 MW) da Copelmi em Candiota-RS. No total, estão previstas construções de 5 usinas térmicas a carvão, somando 1.727 MW, para entrarem em operação até o ano 2010. As usinas térmicas a carvão no Brasil estão indicadas na Tab. XI.8.

Utilização do Carvão Brasileiro

Nos últimos anos, o setor termoeletrico tem consumido cerca de 2/3 da produção nacional (3,499 Mt ou 67,8% em 1995), até chegar aos dias de hoje consumindo 95% do carvão vendável brasileiro (cerca de 5,6 Mt/ano em 1999). O segundo consumidor em importância era a indústria cimenteira em que, nos fornos de clínquer, o carvão é misturado ao calcário

e demais insumos. Sua queima, além de fornecer calor ao processo, apresenta a vantagem especial de que suas cinzas pulverizadas se incorporam ao produto industrializado como pozolana, propiciando ganhos adicionais aos fabricantes. Os últimos dados disponíveis (DNPM, 2000) mostram que a indústria de cimento praticamente não consome mais o carvão energético nacional (9 mil toneladas em 1999), mas consome as cinzas geradas pelas termoeletricas.

Consumidores importantes do carvão mineral são a indústria petroquímica (339 mil t ou 6,5% em 1995 e 353 mil t ou 6,2%, em 1999) e a de papel e celulose (272 mil t ou 5,2% em 1995, e 219 mil toneladas ou 3,9% em 1999). No RS, o Pólo Petroquímico de Triunfo e as indústrias da Riocel e no PR a Klabin usam carvão para gerar energia elétrica e vapor industrial. No RS, o carvão está perdendo mercado para o gás natural na conversão industrial.

A indústria de alimentos consumiu, nas operações de secagem de grãos, 193 mil toneladas de carvão ou 4,7% do total de 1995, e apenas 50 mil toneladas ou 0,9% do total vendido em 1999. As fábricas de ladrilhos e pisos cerâmicos utilizaram em seus fornos 144 mil toneladas ou 2,8% do total de 1995, passando a utilizar 62 mil toneladas, ou 1,1% do carvão vendido em 1999. Outros usos industriais consumiram, individualmente, menos de 2% e, em conjunto, 3,5% da produção de 1995. Em 1999, as demais indústrias, exceto alimentos, cerâmica, cimento, papel-celulose, petroquímica, consumiram apenas 1,7% do carvão industrial, cerca de 99 mil toneladas.

Outros importantes fatores tecnológicos favoráveis ao aproveitamento do carvão brasileiro são representados por soluções demonstradas em projetos da CIENTEC, tais como: geração de gás de baixo poder calorífico em leito fluidizado (projetos Ciovogás, Cigás) e geração de gás de médio poder calorífico (processo Winkler, processo Koppers-Totzek e processo Lurgi).

A própria indústria de cerâmica já utilizou a energia da turfa e do carvão, a partir de gaseificadores e combustores fabricados em Porto Alegre e Criciúma com tecnologia CIENTEC. Uma indústria paulista nos anos noventa montou gaseificadores

| Tabela XI.8 Usinas Térmicas a Carvão no Brasil | | | | |
|--|---------------------|--------------|-----------------------|---------------|
| Table XI.8 Coal Thermal Plants in Brazil | | | | |
| | NOME | PROPRIETÁRIO | MUNICÍPIO | POTÊNCIA (MW) |
| 1 Em operação (RS) | Presidente Médici | CGTEE | Candiota | 446 |
| | São Jerônimo | CGTEE | São Jerônimo | 17 |
| | Charqueadas | GERASUL | Charqueadas | 72 |
| | sub-total I | | | 535 |
| 2 Obras paradas (RS) | Candiota III | CEEE/CGTEE | Candiota | 350 |
| | Jacuí I | GERASUL | Eldorado do Sul | 350 |
| | sub-total II | | | 700 |
| 3 Em estudo (RS) | Seival | COPELMI | Candiota | 500 |
| | | | total geral RS | 1.735 |
| 4 Em operação (SC) | Jorge Lacerda | GERASUL | Tubarão | 832 |
| 5 Em estudo (SC) | Usitec | - | Criciúma | 400 |
| | | | total geral SC | 1.232 |
| 6 Em operação (PR) | Térmica Copel | COPEL | Figueira | 20 |
| 7 Em estudo (PR) | Térmica Copel II | COPEL | Figueira | 127 |
| | | | total geral PR | 147 |
| | | | total BRASIL | 3.114 |

Fonte: SEMC/CEEE, Sniec. In: Gomes 2002.

a carvão na República Popular da China a partir de tecnologia brasileira e, no início de 2001, a empresa brasileira C. Greco – Térmica e Fluidos desenvolveu tecnologia possibilitando que a Companhia Colombiana de Clinker (Colclinker) utilize carvão, além de gás natural, com significativa redução de custos operacionais (Minérios e Minerales, 2001).

Nos dias de hoje, existem tecnologias do carvão limpo (*Clean Coal Technology* – CCT) e gaseificação de carvão em ciclo combinado (IGCC), com elevados custos de instalação e operação. Tais tecnologias estudadas e em operação nos Estados Unidos da América, Espanha e França, têm atraído também empresas petrolíferas (TEXACO opera plantas nos EUA e planeja operar na China). Estes programas de utilização do carvão com tecnologias limpas e alta eficiência viabilizam o atendimento às necessidades de energia no século XXI, mesmo em regiões ambientalmente comprometidas.

Afora a tradicional queima pulverizada do carvão, largamente utilizada no mundo, a baixos custos mas com baixas eficiências térmicas, outras soluções estão em desenvolvimento:

- Produção de energia por meio da queima do combustível em leito fluidizado (o material injetado no reator com ar “flutua” até a combustão) atmosférico, ou sobre pressão
- Produção de energia elétrica por meio do ciclo combinado – gaseificação do carvão, produção de gás e vapor na alimentação de turbinas a gás e turbinas a vapor – onde ocorre maior eficiência térmica.

Tais tecnologias (CCT) maximizam o aproveitamento da energia do carvão, diminuem as emissões ao meio ambiente,

mas são muito caras, tornando seus empregos em larga escala inviáveis em países subdesenvolvidos. A produção de energia elétrica a partir do carvão, utilizando o sistema pulverizado com os cuidados ambientais e filtros eficientes, como a utilizada pela Austrália, parece ser a mais indicada para o aproveitamento das vastas jazidas carboníferas do sul do Brasil.

Estatísticas

Nas Tab. XI.9, XI.10, XI.11 e XI.12 são apresentados os principais dados estatísticos do Sindicato da Indústria de Extração de Carvão sobre a produção e venda de carvão.

Custo Comparativo entre Queimas de Carvão

Na Tab. XI.13 são analisados os custos comparativos da implantação de térmicas a carvão para combustão pulverizada, combustão em leito fluidizado (ACBC) atmosférico, sob pressão (PCD) e em ciclo combinado (IGCC) e suas respectivas eficiências térmicas (%).

Qualidade do Carvão e dos Subprodutos

Os carvões brasileiros apresentam características físico-químicas que variam de acordo com sua história genética, com eventos ocorridos durante a acumulação vegetal na turfeira

Tabela XI.9 Vendas de Carvão por Setor de Consumo – PR,RS, SC – 1999 (t)
 Table XI.9 Coal Sales by sector of consumption – PR, RS, SC – 1999 (t)

| SETOR | PARANÁ | RIO GRANDE DO SUL | | | TOTAL | SANTA CATARINA | TOTAL |
|----------------|---------------|-------------------|------------------|---------------|------------------|------------------|------------------|
| | CambuÍ | Copelmi | C.R.M. | Palermo | | SIECESC* | GERAL |
| Alimentos | - | 48.339 | - | - | 48.339 | 2.091 | 50.430 |
| Cerâmico | - | 112 | - | - | 112 | 62.118 | 62.230 |
| Cimento | - | 8.796 | - | 142 | 8.938 | 0 | 8.938 |
| Indústria | - | - | 15.095 | - | 15.095 | 373 | 15.468 |
| Coque | - | - | - | - | - | 30.199 | 30.199 |
| Elétrico | 56.160 | 398.674 | 2.164.928 | 3.519 | 2.623.281 | 2.203.368 | 4.826.649 |
| Agropecuário | - | 54 | - | - | 54 | 111 | 165 |
| Mineração | - | 3.970 | - | 49.232 | 53.202 | 0 | 53.202 |
| Papel Celulose | - | 219.588 | - | - | 219.588 | 0 | 219.588 |
| Petroquímico | - | 353.245 | - | - | 353.245 | 0 | 353.245 |
| Siderúrgico | - | 11.416 | - | - | 11.416 | 0 | 11.416 |
| Hig/Limpeza | - | 2.547 | - | - | - | 0 | 0 |
| Outros | 60 | 142 | - | - | 202 | 337 | 539 |
| Total | 56.220 | 1.046.883 | 2.180.024 | 52.893 | 3.333.473 | 2.298.597 | 5.632.070 |

Fonte: Sindicato Nacional da Indústria de Extração de Carvão In: Informativo Anual da Indústria Carbonífera 2000, DNPM Jul. 2000c. * Sindicato da Indústria de Extração de Carvão do Estado de Santa Catarina.

Tabela XI.10 Evolução da Produção de Carvão Energético por Tipo – 1984-2001 (t)
 Table XI.10 Statistics on Energy Coal Production by Type – 1984-2001 (t)

| ANO | CE-3.100 | CE-3.300 | CE-3.700 | CE-4.200 | CE-4.500 | CE-4.700 | CE-5.400 | CE-5.700 | CE-6.000 |
|------|----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|----------|----------|
| 1984 | 405.963 | 802.725 | 388.947 | 221.584 | 1.150.158 | 645.910 | 2.316.456 | 9.631 | 225.050 |
| 1985 | 466.843 | 1.008.237 | 461.742 | 153.889 | 1.557.277 | 565.441 | 1.732.286 | 1.373 | 252.773 |
| 1986 | 566.960 | 910.139 | 478.588 | 186.749 | 1.600.181 | 700.380 | 1.305.977 | - | 252.045 |
| 1987 | 506.205 | 875.397 | 591.183 | 160.306 | 1.670.796 | 596.151 | 1.073.826 | - | 230.053 |
| 1988 | 543.678 | 901.901 | 553.440 | 74.714 | 1.558.891 | 652.065 | 1.433.977 | - | 228.532 |
| 1989 | 502.986 | 1.430.700 | 332.586 | 112.648 | 1.343.667 | 514.822 | 949.354 | - | 162.482 |
| 1990 | 493.200 | 1.650.642 | 255.200 | 39.014 | 756.026 | 361.630 | 645.599 | - | 117.519 |
| 1991 | 330.803 | 1.750.047 | 382.438 | 73.912 | 504.513 | 1.382.341 | 1.382.341 | - | 152.426 |
| 1992 | 331.203 | 1.437.382 | 453.835 | 65.467 | 1.032.709 | 680.281 | 680.281 | 3.025 | 150.665 |
| 1993 | 314.480 | 1.261.783 | 379.835 | 97.538 | 1.323.291 | 582.176 | 582.176 | 828 | 148.814 |
| 1994 | 292.532 | 1.702.096 | 373.327 | 89.439 | 1.487.268 | 540.811 | 540.811 | - | 153.917 |
| 1995 | 430.013 | 84.785 | 1.835.404 | 49.980 | 2.010.402 | 2.071 | 2.071 | - | 690.517 |
| 1996 | 505.363 | 1.425.898 | 349.549 | 134.095 | 1.310.160 | 690.847 | 690.847 | - | 136.739 |
| 1997 | 579.048 | 1.685.075 | 346.009 | 132.255 | 2.151.886 | 396.105 | 396.105 | - | 121.595 |
| 1998 | 383.733 | 1.994.541 | 242.836 | 93.159 | 2.282.815 | 246.265 | 246.265 | - | 66.538 |
| 1999 | 474.677 | 2.178.133 | - | 113.153 | 2.135.379 | 417.205 | 241.304 | - | 57.713 |
| 2000 | 638.883 | 1.996.922 | - | 133.971 | 3.171.208 | 294.053 | 318.156 | - | 132.723 |
| 2001 | 472.921 | 1.681.142 | 26.030 | 119.246 | 2.010.423 | 255.797 | 312.468 | - | 114.237 |

Fonte: Sindicato Nacional da Indústria da Extração de Carvão.

| Tabela XI.11 Produção de Carvão Não-Energético – 1984-1998 (t) Table XI.11 Production of non-energy coal – 1984-1998 (t) | | | | |
|---|-----------|------------|--------------------|-----------|
| ANO | CPL | FINOS (PL) | CARVÃO ANTRACITOSO | CM |
| 1984 | 4.195.176 | 292.645 | 25.092 | 1.009.573 |
| 1985 | 4.528.777 | 312.240 | 47.525 | 1.095.428 |
| 1986 | 3.939.061 | 32.789 | 33.173 | 1.007.523 |
| 1987 | 2.718.886 | 294.780 | 33.683 | 695.528 |
| 1988 | 3.511.750 | 394.442 | 26.444 | 634.968 |
| 1989 | 2.521.750 | 372.287 | 20.051 | 680.227 |
| 1990 | 1.160.225 | 153.469 | - | 348.457 |
| 1991 | - | 78.532 | - | - |
| 1992 | - | 142.821 | 15.792 | - |
| 1993 | - | 133.766 | 18.759 | - |
| 1994 | - | 99.968 | 28.540 | - |
| 1995 | 4.911.864 | 43.302 | - | - |
| 1996 | - | 70.211 | - | - |
| 1997 | - | 90.462 | - | - |
| 1998 | - | 85.666 | - | - |

Fonte: Sindicato Nacional da Indústria da Extração de Carvão CPL – carvão pré-lavado.

| Tabela XI.12 Quadro Resumo da Produção Vendável por Estado Produtor (1984 – 2001, em toneladas (t)) Table XI.12 Summary table of saleable production by producing State (1984 – 2001, in tons) | | | | | | | | |
|---|-------------------|-----------|-----------|-----------|----------------|---------|--------|-------------|
| ANO | CARVÃO ENERGÉTICO | | | | SANTA CATARINA | | | TOTAL GERAL |
| | PR | SC | RS | Soma | CM | Finos | Antrac | |
| 1984 | 225.050 | 25.092 | 3.615.287 | 3.865.429 | 1.009.573 | 292.645 | 25.092 | 5.192.739 |
| 1985 | 252.773 | 3.289.563 | 2.660.943 | 6.203.279 | 1.095.428 | 312.240 | 47.525 | 7.658.472 |
| 1986 | 252.045 | 2.906.158 | 2.852.051 | 6.010.254 | 1.007.523 | 322.789 | 33.173 | 7.373.739 |
| 1987 | 230.053 | 2.744.622 | 2.734.979 | 5.709.654 | 695.528 | 294.780 | 33.683 | 6.733.645 |
| 1988 | 228.532 | 2.992.868 | 4.284.689 | 7.506.089 | 834.968 | 394.442 | 26.444 | 8.761.943 |
| 1989 | 162.482 | 2.993.021 | 4.237.409 | 6.692.912 | 680.227 | 372.287 | 20.051 | 7.765.477 |
| 1990 | 117.519 | 1.401.625 | 3.555.712 | 5.074.856 | 348.457 | 153.469 | - | 5.576.782 |
| 1991 | 152.426 | 1.886.834 | 2.792.237 | 4.831.497 | - | 78.532 | - | 4.910.029 |
| 1992 | 150.426 | 1.712.990 | 2.619.670 | 4.483.325 | - | 142.821 | - | 4.626.146 |
| 1993 | 148.814 | 1.859.556 | 2.439.020 | 4.447.390 | - | 133.821 | - | 4.581.211 |
| 1994 | 153.917 | 1.976.451 | 2.872.621 | 5.002.989 | - | 99.968 | 18.759 | 5.121.716 |
| 1995 | 134.600 | 1.978.341 | 2.980.525 | 5.093.466 | - | 79.590 | - | 5.173.056 |
| 1996 | 136.739 | 1.678.558 | 2.875.681 | 4.690.978 | - | 70.211 | - | 4.761.189 |
| 1997 | 121.595 | 2.241.288 | 3.179.256 | 5.542.139 | - | 90.462 | - | 5.632.601 |
| 1998 | 66.538 | 2.311.501 | 3.099.460 | 5.477.499 | - | 85.666 | - | 5.563.165 |
| 1999 | 56.671 | 2.145.232 | 3.415.660 | 5.617.563 | - | 102.045 | - | 5.719.608 |
| 2000 | 86.034 | 3.175.062 | 3.424.820 | 6.685.916 | - | 109.260 | - | 6.795.176 |
| 2001 | 78.028 | 2.680.572 | 2.844.664 | 5.503.264 | - | 142.314 | - | 5.645.578 |

Fonte: Sindicato Nacional da Indústria da Extração de Carvão.

Tabela XI.13 Custo Comparativo entre Queimas de Carvão, combustão pulverizada, leito fluidizado e combustão sob pressão e ciclo combinado

Table XI.13 Comparative cost of coal burning processes: pulverized combustion, fluidised bed combustion, combustion under pressure and combined cycle

| | PC | ACBF | % | PCD | % | IGCC | % |
|------------|------|------|---|------|----|------|----|
| 50 MW | 1791 | 1898 | 6 | 2162 | 21 | 2476 | 38 |
| 2 x 50 MW | 1645 | 1743 | 6 | 1984 | 21 | 2273 | 38 |
| 125 MW | 1714 | 1817 | 6 | 2069 | 21 | 2370 | 38 |
| 2 x 125 MW | 1579 | 1673 | 6 | 1905 | 21 | 2182 | 38 |
| 250 MW | 1452 | 1539 | 6 | 1752 | 21 | 2007 | 38 |
| 2 x 250 MW | 1342 | 1422 | 6 | 1619 | 21 | 1854 | 38 |
| 350 MW | 1300 | - | | 1569 | 21 | - | - |
| 2 x 350 MW | 1202 | - | | 1451 | 21 | - | - |

Fonte: ELETROBRÁS/ELETROSUL/CEEE, 1991.

e durante história diagenética (sob maiores condições de temperatura e pressão) posterior. Cada jazimento tem suas peculiaridades e variações relativas, refletindo na caracterização do carvão *in situ*, nos produtos beneficiados e em seus rejeitos. Como discutido anteriormente, o carvão é constituído por matéria orgânica de origem vegetal e por matéria mineral (siltes, argilas). A matéria vegetal é decomposta e carbonificada sob ação de temperatura e pressão por determinado tempo e em contato com correntes hidrotermais, dando origem a matéria carbonosa e a matéria mineral (Bertol, 1994).

Os principais elementos constitutivos considerados na caracterização são: carbono, hidrogênio, nitrogênio, enxofre e halogênios (determinados na Análise Elementar) e os minerais que na carbonização do carvão originam as cinzas e a parte das matérias voláteis. As principais características dos carvões energéticos brasileiros estão indicadas nas Tabs. XI.14 e XI.15.

Algumas observações quanto à Tab. XI.14:

- 1) O CE-6.000 destinado ao consumo da Usina de Figueira deve atender à granulometria a ser obtida por peneiramento no Lavador da Companhia Carbonífera do Cambuí.
- 2) Em ensaios de afunda-flutua com amostras representativas de carvões CE-4.500 e CE-5.200, das quais foram excluídos os finos abaixo de 0,60 mm, a média ponderada mensal das frações flutuadas em líquido de densidade 1,50 não deve apresentar mais de 25% do peso total das amostras, computados até um máximo de 10% de finos. Ultrapassando esse limite, o índice de inchamento da média ponderada mensal das tais frações deve ser inferior a 2,0.
- 3) O CE-4.500 produzido pela Companhia Carbonífera do Cambuí deve apresentar, no máximo, 14% de enxofre e 8% de umidade.

- 4) O teor de finos inferior a 1 mm do CE-3.300, destinado ao consumo da Usina Presidente Médici, não deve exceder a 12%.
- 5) A umidade total específica dos teores máximos permitidos para entrega e recebimento de lotes de carvão.
- 6) O CE-5.200 e o CE-4.700 atendem às especificações da Resolução CNP n.º 03/80, que define as características do carvão-tipo destinado à indústria cimenteira nacional.
- 7) O índice de inchamento especificado no quadro acima se refere à média mensal do carvão fornecido por empresa produtora.

Carvão Energético e Carvão Metalúrgico

A distinção entre carvão energético e carvão metalúrgico está ligada diretamente à qualidade da rocha: sua origem (flora), quantidade de carbono – hidrogênio, matérias voláteis, maturação da matéria orgânica (querogênio), qualidade dos macerais, história geológica (velocidade de sedimentação, circulação dos sedimentos e águas na bacia), calor, temperatura e carbonificação (Gomes, 2002).

Segundo Mergel (1989), entre as propriedades do carvão relacionadas à coqueificação estão: o “rank”, as propriedades reológicas, a composição químico-petrográfica, as propriedades aglomerantes, a moabilidade e as propriedades das cinzas. O “rank” está relacionado ao amolecimento e viscosidade, enquanto a composição petrográfica define a proporção de constituintes reativos/inertes.

A ferramenta principal que identifica o carvão coque “coking-coal” do carvão energético (vapor ou “steam-coal”) é a análise do FSI, indicado por valores normativos entre 0 (zero) e 10 (coque). Índices de 2,5; 3,5 até 4,5 são comuns em camadas de carvão coqueificável brasileiro.

Tabela XI.14 Especificações dos Carvões Energéticos Brasileiros
 Table XI.14 Specifications of Brazilian Energy Coal Types

| CARACTERÍSTICAS | CE-6.000 | CE-5.900 | CE-5.200 | CE-4.700 | CE-4.500 | CE-4.200 | CE-3.700 | CE-3.300 | CE-3.100 |
|--|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Poder Calorífico Superior b.s.mínimo (Kcal/Kg) | 5.700 | 5.900 | 5.200 | 4.700 | 4.500 | 42.00 | 3.700 | 3.150 | 2.950 |
| Granulometria (mm) | 35*0 | 50*0 | (*) | 50*0 | (*) | 50*0 | 50*0 | 50*0 | 75/95 |
| Umidade Total Máxima (%) | 15 | 20 | 10 | 19 | 10 | 19 | 15 | 17 | 15 |
| Teor de Cinzas Máximo (%) | 25 | 22 | 35 | 35 | 43 | 40 | 47 | 54 | 57 |
| Teor de Enxofre Máximo (%) | 6,5 | 1,5 | 2,5 | 1,5 | 3,5 | 1,5 | 1,5 | 1,5 | 1,0 |
| Índice de Inchamento (F.S.I.) | - | - | <2 | - | <2 | - | - | - | - |

Fonte: DNP 2000c – Informativo anual da indústria carbonífera.

Tabela XI.15 Especificação Média dos Carvões Metalúrgicos Importados pelo Brasil em 1989
 Table XI.15 Average Specification of Metallurgical Coal Imported by Brazil in 1989

| | ESTADOS UNIDOS | | | CANADÁ | | | POLÔNIA | AUSTRÁLIA | | COLÔMBIA | AF. DO SUL | CHINA |
|-------------------------|----------------|----------|--------|--------|--------|------|----------|-----------|------|----------|------------|-------|
| | AV | MV | BV | AV | MV | BV | MV | MV | BV | MV | AV | AV |
| UMIDADE (%) | 6,50 | 7,00 | 6,00 | 8,50 | 8,00 | 6,50 | 8,50 | 9,50 | 8,00 | 6,00 | 8,00 | 8,00 |
| CINZAS (b.s.) (%) | 6,80 | 6,80 | 5,80 | 3,50 | 10,00 | 7,50 | 8,00 | 8,50 | 9,80 | 8,00 | 7,50 | 8,00 |
| ENXOFRE (b.s.) (%) | 0,85 | 0,90 | 0,80 | 1,30 | 0,40 | 0,45 | 0,75 | 0,60 | 0,65 | 0,80 | 0,80 | 0,40 |
| MAT. VOLÁTIL (b.s.) (%) | 34 | 23-29 | 19-21 | 36 | 23 | 20 | 29 | 26 | 20 | 24 | 35 | 35 |
| FSI | 7-9 | 8 | 8 | 7-8 | 6-8 | 7-9 | 7-8 | 6-9 | 7-9 | 7-9 | 5 | 7 |
| FLUIDEZ (DDPM) | 1500 | 200-5000 | 20-200 | 20000 | 20-100 | 10 | 600-1000 | - | - | 100 | 20000 | 35000 |

Fonte: (DNP, 2000). AV = alto volátil; MV = médio volátil; BV = baixo volátil.

Em laboratório a amostra de carvão é aquecida seguindo procedimentos definidos em normas técnicas. O botão poroso e duro resultante do ensaio é denominado coque e, comparado com padrões, tem seu FSI determinado. O carvão energético tem FSI zero. Carvões com altos valores de FSI apresentam melhores qualidades para o alto forno siderúrgico.

Aliás, a propriedade que tem o carvão de perder seus voláteis, mantendo uma estrutura carbono-hidrogênio porosa de formato esquelético, oferece resistência mecânica e é muito útil na siderurgia. O coque obtido por meio do prévio aquecimento do carvão é requisito importante no alto forno das siderúrgicas, pois além de fornecer energia exotérmica, o coque dá sustentação mecânica e sua porosidade facilita a percolação dos agentes gaseificantes redutores na formação dos produtos metalúrgicos.

Características de Qualidade dos Carvões

Segundo Alpern (1967), os carvões gondwânicos apresentam geralmente a Inertinita como constituinte mais abundante, quase sempre mais de 50% de massa do carvão. Segue-se a Vitritina, em proporções variando de 13 a 38% e a Exinita

com composição variando de 2 a 13% (Borges, 1977). O carvão de Charqueadas (Camada I₁F) apresenta 58% de Vitritina, 25% de Inertinita e 14% de Exinita. A I₁F apresenta 47,7% de matérias voláteis (base seca, isenta de cinzas) e Poder Calorífico de 6.866 Cal/g e FSI zero.

As características dos carvões energéticos produzidos pela Companhia Rio-Grandense de Mineração – CRM estão discriminados nas Tab. XI.16, XI.17 e XI.18.

Para a Jazida de Santa Terezinha, a Tab. XI.19 sintetiza os resultados de análises da camada ST4, a partir de testemunhos de sonda dos projetos da CPRM (Paula *et al.* 1989).

Aproveitamento de Resíduos da Mineração do Carvão

Segundo Gomes (2002), os resíduos da mineração podem ser facilmente absorvidos na construção civil. Por se constituir basicamente de argilas, siltes, arenitos e argilas, as cinzas podem ter aplicações na indústria cerâmica como ocorreu na Inglaterra, com o aproveitamento das “ball-clays” na indústria de porcelanas (“China”) e cerâmicas vermelhas junto às minas de carvão inglesas nos séculos XIX e XX.

| Tabela XI.16 Características dos Carvões Produzidos pela CRM (I). b.s. = base seca | | | | | | |
|--|----------------|----------------|-------------|----------------|----------------|----------------|
| Table XI.16 Characteristics of coal types produced by CRM (I). d.b. = dried basis | | | | | | |
| MINA | | CANDIOTA | | | | |
| CARVÃO | | R.O.M | CE 3.300 | CE 3.700 | CE 4.200 | CE 4.700 |
| ANÁLISE IMEDIATA | | | | | | |
| Umidade Total | % | | 16,00 | | | |
| Umidade Higroscópica | % | 11,40 | 11,50 | 13,50 | 15,40 | 8,40 |
| Umidade de Retenção | % | | | | 17,10 | |
| Cinzas, b.s. | % | 52,90 | 53,00 | 46,00 | 37,90 | 36,30 |
| Matérias Voláteis, b.s. | % | 21,00 | 22,72 | 23,60 | 27,10 | 27,70 |
| Carbono Fixo, b.s. | % | 26,10 | 24,00 | 30,40 | 35,00 | 24,50 |
| ANÁLISE ELEMENTAR | | | | | | |
| Carbono, b.s. | % | 34,50 | | 36,70 | 52,36 | |
| Hidrogênio, b.s. | % | 1,90 | 2,50 | 2,70 | 2,99 | |
| Nitrogênio, b.s. | % | 0,50 | | 0,60 | 0,91 | |
| Enxofre Total, b.s. | % | 1,95 | 1,30 | 0,96 | 0,90 | |
| Enxofre Pirítico, b.s. | % | 1,25 | | 0,22 | 0,00 | |
| Enxofre Sulfático, b.s. | % | 0,05 | | 0,05 | 0,00 | |
| Enxofre Orgânico, b.s. | % | 0,65 | | 0,69 | 0,90 | |
| Oxigênio + Halogênio, b.s. | % | 7,78 | | 11,04 | | |
| PODER CALORÍFICO | | | | | | |
| Superior, b.s. | Cal/g | 3.180,00 | 3.305,00 | 3.840,00 | 4.605,00 | 4.650,00 |
| Inferior, b.s. | Cal/g | 3.085,00 | | 3.700,00 | 4.450,00 | |
| DILATOMETRIA | | | | | | |
| Ponto de Amolecimento | graus C | | | | | |
| Máxima Contração | graus C | | | | | |
| Máxima Contração | % | | | | | |
| FUSIBILIDADE DAS CINZAS | | | | | | |
| Ponto de Amolecimento | graus C | 1.300,00 | | 1.310,00 | 1.320,00 | |
| Ponto de Fluidez | graus C | 1.520,00 | | 1.550,00 | 1.480,00 | |
| Ponto de Liquidez | graus C | 1.550,00 | | 1.600,00 | 1.550,00 | |
| FSI | | 0,00 | | 0,00 | | |
| HGI | | | 100,00 | | | |
| ANÁLISE PETROGRÁFICA | | | | | | |
| Vitrinita | % | | | | | |
| Exinita | % | | | | | |
| Huminita | % | | | | 62,00 | |
| Leptinita | % | | | | 10,00 | |
| Inertinita | % | 11,00 | | 13,00 | 7,00 | |
| Matéria Mineral | % | 2,00 | | 2,00 | 1,00 | |
| Poder Refletor | % | 0,39 | | | 0,39 | |
| desvio padrão | | ±,03 | | | | |
| COMP. QUÍMICA DAS CINZAS | | | | | | |
| Ox. de Silício (SiO ₂) | % | 65,50 | | 68,80 | 76,40 | |
| Ox. de Alumínio (Al ₂ O ₃) | % | 21,50 | | 21,40 | 15,40 | |
| Ox. de Ferro (Fe ₂ O ₃) | % | 7,10 | | 3,00 | 1,89 | |
| Ox. de Cálcio (CaO) | % | 0,80 | | 0,70 | 2,30 | |
| Ox. de Fósforo (P ₂ O ₅) | % | <0,10 | | <0,10 | | |
| Ox. de Manganês (MnO) | % | 0,04 | | 0,02 | | |
| Ox. de Titânio (TiO ₂) | % | 0,69 | | 0,76 | 0,80 | |
| Ox. de Magnésio (MgO) | % | 0,54 | | 0,53 | 0,76 | |
| Ox. de Sódio (Na ₂ O) | % | <0,50 | | <0,50 | 0,20 | |
| Ox. de Potássio (K ₂ O) | % | 1,90 | | 2,00 | 1,60 | |
| Perda ao Fogo | (1000 graus C) | 2,40 | | 3,40 | 0,54 | |
| LABORATÓRIO | | CIENTEC | CEEE | CIENTEC | CIENTEC | CIENTEC |

Fonte: CRM, in: Gomes, 2002.

Tabela XI.17 Características dos Carvões Produzidos pela CRM (II). b.s. = base seca
 Table XI.17 Characteristics of coal types produced by CRM (II). d.b. = dried basis

| MINA | | LEÃO | | | | | |
|--------------------------------|----------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| CARVÃO | | R.O.M | CE 3700 | CE 4200 | CE 4700 | CE 5900 | CE 6300 |
| ANÁLISE IMEDIATA | | | | | | | |
| Umidade Total | % | | | | | | |
| Umidade Higroscópica | % | 6,20 | 6,80 | 7,20 | 4,80 | 8,00 | 13,70 |
| Umidade de Retenção | % | | | | | | |
| Cinzas, b.s. | % | 58,80 | 51,90 | 39,40 | 35,20 | 19,20 | 18,00 |
| Matérias Voláteis, b.s. | % | 18,90 | 21,70 | 26,40 | 28,20 | 32,20 | 34,00 |
| Carbono Fixo, b.s. | % | 22,30 | 26,40 | 34,20 | 36,60 | 48,60 | 48,00 |
| ANÁLISE ELEMENTAR | | | | | | | |
| Carbono, b.s. | % | 28,80 | 36,70 | 46,80 | 49,20 | 62,90 | 67,90 |
| Hidrogênio, b.s. | % | 1,70 | 2,10 | 2,50 | 3,30 | 3,40 | 3,00 |
| Nitrogênio, b.s. | % | 0,50 | 0,40 | 0,80 | 0,90 | 1,00 | 1,20 |
| Enxofre Total, b.s. | % | 2,20 | 0,50 | 0,72 | 0,69 | 0,74 | 0,64 |
| Enxofre Pirítico, b.s. | % | 1,60 | 0,10 | 0,34 | 0,31 | 0,17 | 0,21 |
| Enxofre Sulfático, b.s. | % | 0,20 | <0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 |
| Enxofre Orgânico, b.s. | % | 0,40 | 0,40 | 0,37 | 0,38 | 0,57 | 0,38 |
| Oxigênio + Halogênio, b.s. | % | 7,20 | 8,40 | 9,78 | 10,71 | 12,78 | |
| PODER CALORÍFICO | | | | | | | |
| Superior, b.s. | Cal/g | 2.520,00 | 3.235,00 | 4.385,00 | 4.745,00 | 6.075,00 | 6.265,00 |
| Inferior, b.s. | Cal/g | 2.430,00 | 3.125,00 | 4.255,00 | 4.575,00 | 5.900,00 | 6.110,00 |
| DILATOMETRIA | | | | | | | |
| Ponto de Amolecimento | graus C | | | | | | 385,00 |
| Máxima Contração | graus C | | | | | | 455,00 |
| Máxima Contração | % | | | | | | 3,00 |
| FUSIBILIDADE DAS CINZAS | | | | | | | |
| Ponto de Amolecimento | graus C | | | | | | 1.300,00 |
| Ponto de Fluidez | graus C | | | | | | 1.480,00 |
| Ponto de Liquidez | graus C | | | | | | 1.500,00 |
| FSI | | 0,00 | 0,00 | | | | 0,00 |
| HGI | | | | | | | |
| ANÁLISE PETROGRÁFICA | | | | | | | |
| Vitrinita | % | 65,00 | 60,00 | 51,00 | 45,00 | 61,00 | 56,00 |
| Exinita | % | 9,00 | 14,00 | 12,00 | 18,00 | 13,00 | 15,00 |
| Huminita | % | | | | | | |
| Leptinita | % | | | | | | |
| Inertinita | % | 24,00 | 25,00 | 31,00 | 30,00 | 24,00 | 27,00 |
| Matéria Mineral | % | 2,00 | 1,00 | 6,00 | 7,00 | 2,00 | 2,00 |
| Poder Refletor | % | 0,45 | 0,45 | 0,45 | 0,45 | 0,48 | 0,41 |
| desvio padrão | | ±0,05 | ±0,05 | ±0,05 | ±0,04 | ±0,05 | ±0,04 |
| COMP.QUÍMICA DAS CINZAS | | | | | | | |
| Ox. de Silício (SiO2) | % | 59,30 | 61,50 | 59,10 | 58,00 | 59,20 | 54,90 |
| Ox. de Alumínio (Al2O3) | % | 27,60 | 30,10 | 27,80 | 26,00 | 27,30 | 24,80 |
| Ox. de Ferro (Fe2O3) | % | 5,20 | 1,50 | 2,50 | 2,70 | 3,40 | 3,50 |
| Ox. de Cálcio (CaO) | % | 1,20 | 1,10 | 1,80 | 3,30 | 2,80 | 5,40 |
| Ox. de Fósforo (P2O5) | % | <0,10 | <0,10 | <0,10 | <0,10 | <0,10 | 0,20 |
| Ox. de Manganês (MnO) | % | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| Ox. de Titânio (TiO2) | % | 1,10 | 1,20 | 1,10 | 1,00 | 1,80 | 1,60 |
| Ox. de Magnésio (MgO) | % | 0,24 | 0,26 | 0,42 | 0,61 | 0,72 | 0,51 |
| Ox. de Sódio (Na2O) | % | >0,50 | <0,50 | <0,50 | <0,50 | <0,50 | <0,50 |
| Ox. de Potássio (K2O) | % | 1,10 | 1,10 | 1,20 | 1,30 | 1,40 | 1,30 |
| Perda ao Fogo | (1000 graus C) | 4,50 | 3,30 | 5,50 | 5,00 | 3,70 | 4,70 |
| LABORATÓRIO | | CIENTEC | CIENTEC | CIENTEC | CIENTEC | CIENTEC | CIENTEC |

Fonte: CRM, in: Gomes, 2002.

Tabela XI.18 Carvões Produzidos na Mina do Leão I
 Table XI.18 Coal types produced in Leão I Mine

| CARACTERÍSTICAS | R.O.M. | CE 4.200 | CE 4.700 |
|-------------------------------|--------|----------|----------|
| Teor de Cinzas b.s. (%) | 59 | 41 | 35 |
| Poder Caloríf. Sup. (Kcal/Kg) | 2500 | 4200 | 4700 |
| Carbono Fixo (%) | 22 | 34 | 37 |
| Matérias Voláteis (%) | 19 | 25 | 28 |
| Umidade Total (%) | 13 | 17 | 18 |
| Enxofre Total Máximo (%) | 2,2 | 1,0 | 1,0 |
| Granulometria (mm) | 300x0 | 25x0 | 25x0 |

Tabela XI.19 Análises do Carvão da Camada ST4, Jazida Santa Terezinha, RS
 Table XI.19 Coal analyses of the ST4 layer, Santa Terezinha deposit, RS

| SONDAGEM | ON-04 | ON-08 | ON-11 | ON-31 | TG-69 | TG-70 | TG-177 | TG-230 | MÁXIMO | MÉDIO | MÍNIMO |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Cota Embasamento (m) | 584,24 | 429,30 | 608,02 | 579,75 | 562,94 | 385,82 | 657,40 | 580,87 | 657,40 | 548,54 | 385,83 |
| Camada STt | 4S | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | | | |
| Cota Lapa | 527,24 | 383,43 | 544,67 | 523,04 | 502,76 | 366,22 | 605,74 | 537,77 | 605,74 | 498,86 | 366,22 |
| Carvão Contido (m) | 1,78 | 2,17 | 2,27 | 2,54 | 1,03 | 0,33 | 2,40 | 1,98 | 2,40 | 1,81 | 0,33 |
| Camada Total (m) | 2,62 | 3,36 | 3,37 | 3,29 | 1,85 | 0,33 | 3,04 | 3,00 | 3,37 | 2,61 | 0,33 |
| Cinzas BS (%) | 43,6 | 44,6 | 37,1 | 41,4 | 60,1 | | 51,4 | 46,5 | 60,1 | 46,39 | 37,1 |
| Enxofre Total (%) | 1,71 | 1,36 | 1,00 | 2,5 | 1,98 | | 2,13 | 0,87 | | | |
| Pcsbs (Kcal/Kg) | | | 4.905 | 4.550 | | | | 3986 | | | |
| Relação Cc/Ct | 0,68 | 0,65 | 0,67 | 0,77 | 0,56 | 1,00 | 0,79 | 0,66 | 1,00 | 0,72 | 0,56 |
| Densidade Aparente (g/cm ³) | 1,56 | 1,66 | 1,62 | 1,60 | 2,02 | | 1,71 | 1,71 | 2,02 | 1,70 | 1,56 |
| CT "in situ" (t/m ³) | 4,09 | 5,58 | 5,46 | 5,26 | 3,74 | | 5,20 | 5,13 | 5,58 | 4,92 | 3,74 |
| Flutuado 1,5 (%) | 36,5 | 34,1 | 45,4 | 34,6 | 18,7 | | 35,1 | 33,0 | 45,4 | 33,91 | 18,7 |
| Cinzas Bs (%) | 16,8 | 16,7 | 13,8 | 15,0 | 11,9 | | 16,1 | 14,5 | 16,8 | 14,97 | 11,9 |
| Enxofre Total (%) | 0,96 | 0,75 | 0,50 | | 0,72 | | 0,87 | 0,43 | | | |
| Matéria Volátil (%) | 35,7 | 36,3 | 34,1 | 33,0 | 34,4 | | 36,1 | 33,8 | | | |
| Alcalis (K ₂ O + Na ₂ O) (%) | | | | | | | | | | | |
| FSI | 4,5 | 4,5 | 5,0 | 4,5 | 3,0 | | 7,5 | 6,0 | 7,5 | 5,0 | 3,0 |
| Fluidez Max (Gieseler) (Ddpm) | 29.813 | | 1.827 | | | | | | | | |
| Ponto Fusão Cinzas (°C) | 1.330 | 1.380 | | | | | | | | | |
| Poder Refletor (Rm%) | + 0,67 | + 0,73 | + 0,74 | + 0,73 | | | | | + 0,74 | + 0,72 | + 0,67 |
| | - 0,07 | - 0,07 | - 0,08 | - 0,10 | | | | | - 0,10 | - 0,08 | - 0,07 |
| Carbono Fixo | 47,5 | 47,00 | 52,1 | 52,0 | | | | | | | |
| Dilatação Máxima (%) | 15 | 5 | 5 | 10 | | | | | | | |
| Contração Máxima (%) | 29 | 26 | 30 | 26 | | | | | | | |
| Posbs (Kcal/Kg) | 7.000 | 6.915 | 7.125 | | | | | | | | |
| CM "IN SITU" (t/m ²) | 1,49 | 1,90 | 2,48 | 1,82 | 0,70 | | 1,82 | 1,69 | 2,48 | 1,70 | 0,70 |
| 1,5 Flutuado 2,1 (%) | 30,9 | 40,9 | 23,7 | 33,4 | 20,4 | | 21,9 | 33,0 | 40,9 | 29,17 | 20,4 |
| CINZAS Bs (%) | 45,1 | 49,0 | 44,8 | 42,9 | 44,4 | | 48,2 | 49,4 | | | |
| Enxofre Total (%) | 2,0 | 0,70 | 0,48 | | 0,78 | | 1,71 | 0,38 | | | |
| Posbs (Kcal/Kg) | 4.170 | | 4.153 | | | | | | | | |
| CE "IN SITU" (t/m ²) | 1,26 | 2,28 | 1,29 | 1,76 | 0,76 | | 1,14 | 1,69 | 2,28 | 1,45 | 1,76 |
| Relação Cm/Ce | 1,18 | 0,83 | 1,92 | 1,03 | 0,92 | | 1,60 | 1,00 | 1,92 | 1,21 | 0,83 |
| Relação (Cm/Ce) / Ct | 0,67 | 0,78 | 0,69 | 0,68 | 0,39 | | 0,57 | 0,66 | 0,78 | 0,63 | 0,39 |

(Paula et al. 1989)

Exemplo nacional ocorreu no sul de Santa Catarina após a fase de desenvolvimento dos municípios em torno de Criciúma, com aproveitamento das argilas e minerais industriais e tecnologia italiana. Tais produtos de alta qualidade são exportados, gerando desenvolvimento e é suportado pela abundância da energia da turfa e do carvão no sul-catarinense.

Além do aproveitamento de argila inter-camada da camada Barro Branco como material refratário em Criciúma, está demonstrada a elevada potencialidade de argila inter-bancos de Candiota e dos argilitos inter-camadas, semelhantes às *ball-clays* inglesas. Candiota, com a abundância da energia do carvão, argilas da formação Rio Bonito e as cinzas da termoeletrônica Presidente Médici (Tab. XI.20), além da infraestrutura (rodovias, ferrovia) e localização privilegiada no Mercosul, a 200 km do superporto de Rio Grande, tem amplas condições de constituir um Pólo Cerâmico.

Os resíduos de lavra do carvão e suas cinzas após a queima nas termoeletrônicas têm aplicabilidade em bases de estradas, pavimentos de vilas e cidades (arruamentos), preenchimentos de pista e campos de atletismo. Entre as utilizações dos produtos da lavra do carvão, destacamos as numeradas pelo professor Antonio Rissato (Rissato, 1986):

- 1) Adição de cinzas (*fly-ash*) ao cimento *portland*, para produção de cimento pozolânico, largamente utilizado pelas indústrias do cimento no RS e SC.
- 2) Uso de cinza como agregado em grandes estruturas de concreto, tais como barragens de hidroelétricas e instalações portuárias.

- 3) Fabricação de tijolos por processos de queima em fornos cerâmicos.
- 4) Fabricação de concreto celular.
- 5) Estabilização de solos para leito de rodovias.
- 6) Fabricação de elementos construtivos (tijolos) à base de cinza-cal.

Tais aproveitamentos secundários da mineração do carvão acarretam menores impactos ambientais, contribuindo economicamente na construção civil. A CIENTEC desenvolveu projetos (CICAL) visando ao aproveitamento das cinzas das usinas térmicas, como aglomerado e na fabricação de tijolos de cinza-argila.

Os exemplos mais significativos são os obtidos pela indústria do cimento pozolânico, que absorve grandes volumes das cinzas do carvão queimado nas termoeletrônicas de Jorge Lacerda-SC e Candiota-RS. O potencial gerador do resíduo aproveitável é da ordem de 45% do carvão consumido na primeira (CE-4.500) e 50% (CE-3.300) na segunda ou cerca de 110.000 t/m e 90.000 t/m respectivamente. A indústria do concreto usa o resíduo termoeletrônico diretamente na construção civil.

A COPELMI – Cia. de Pesquisa e Lavra Mineral realiza um projeto de aproveitamento do espaço da cava de mineração na Mina do Recreio (Butiá-RS). O espaço com 60 m de profundidade e 1 km de comprimento e 600 m de largura foi cuidadosamente impermeabilizado com geo-membrana e argila, projeto aprovado ambientalmente que suportará rejeitos industriais e urbanos da região metropolitana de Porto Alegre em sistema seguro amplamente monitorado.

Tabela XI.20 Análise Química de Cinzas Volantes/Carvão de Candiota/RS, referenciais a 12 amostras de cinzas volantes (*fly-ash*) da Usina Termoeletrônica Presidente Médice
Table XI.20 Chemical analysis of fly-ash of Candiota coal/RS, based on 12 samples of fly-ash from the Thermo electrical Plant of Presidente Médice

| DETERMINAÇÕES ANALÍTICAS | AMOSTRAS | | | | | | | | | | | | |
|---|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Óxido de Silício (SiO ₂) | % | 69,2 | 69,8 | 70,4 | 70,1 | 69,7 | 69,7 | 68,6 | 68,0 | 68,1 | 68,1 | 69,0 | 68,0 |
| Óxido de Alumínio (Al ₂ O ₃) | % | 19,8 | 19,7 | 19,8 | 19,7 | 19,8 | 20,2 | 21,0 | 21,6 | 22,5 | 22,9 | 22,5 | 23,0 |
| Óxido de Ferro (Fe ₂ O ₃) | % | 8,6 | 6,5 | 6,0 | 6,6 | 6,8 | 6,5 | 6,6 | 6,5 | 5,4 | 5,3 | 4,9 | 5,3 |
| Óxido de Cálcio (CaO) | % | 0,51 | 0,52 | 0,53 | 0,53 | 0,48 | 0,42 | 0,45 | 0,49 | 0,37 | 0,35 | 0,33 | 0,32 |
| Óxido de Manganês (MnO ₂) | % | 0,42 | 0,042 | 0,069 | 0,037 | 0,047 | 0,041 | 0,065 | 0,057 | 0,048 | 0,048 | 0,038 | 0,054 |
| Óxido de Magnésio (MgO) | % | 0,29 | 0,26 | 0,31 | 0,32 | 0,25 | 0,30 | 0,29 | 0,35 | 0,18 | 0,18 | 0,25 | 0,20 |
| Óxido de Titânio (TiO ₂) | % | 0,80 | 0,80 | 0,82 | 0,79 | 0,83 | 0,83 | 0,78 | 0,81 | 0,78 | 0,78 | 0,78 | 0,80 |
| Óxido de Sódio (Na ₂ O) | % | 0,40 | 0,31 | 0,68 | 0,45 | 0,41 | 0,48 | 0,52 | 0,53 | 0,64 | 0,50 | 0,38 | 0,35 |
| Óxido de Potássio (K ₂ O) | % | 1,1 | 1,1 | 1,2 | 1,1 | 1,2 | 1,1 | 1,1 | 1,1 | 1,1 | 1,1 | 1,1 | 0,99 |
| Óxido de Enxofre (SO ₃) | % | 0,25 | 0,25 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,22 | 0,20 | 0,17 | 0,27 | 0,12 | 0,12 | 0,17 |
| Perda ao Fogo | % | 0,32 | 0,38 | 0,20 | 0,26 | 0,35 | 0,35 | 0,54 | 0,56 | 0,82 | 0,76 | 0,76 | 0,81 |
| PH a 21°C | % | 3,8 | 3,6 | 3,9 | 3,6 | 3,7 | 3,7 | 4,0 | 4,0 | 3,7 | 3,8 | 3,8 | 3,8 |
| Óxido de Fósforo (P ₂ O ₅) | % | 0,061 | 0,058 | 0,052 | 0,052 | 0,055 | 0,052 | 0,050 | 0,036 | 0,042 | 0,036 | 0,036 | 0,04 |

Fonte: CRM e CIENTEC in: Gomes, 2002.

Nos anos setenta e oitenta a Indústria Carboquímica Catarinense – ICC, empresa do sistema PETROBRAS, realizava um duplo trabalho: comprava os rejeitos piritosos da indústria carbonífera de Criciúma–SC, transportava-os à sua planta industrial no porto de Imbitiba e transformava o enxofre em ácido sulfúrico, insumo importado em larga escala pelo Brasil. Utilizando o ácido sulfúrico no ataque a rochas fosfáticas, a ICC produzia ácido ortofosfórico, insumo básico das indústrias de fertilizantes estabelecidas no pólo de Rio Grande–RS e Cubatão–SP. Esta indústria consumia, assim, rejeito do carvão produzindo ácido sulfúrico e, com minério fosfático nacional, abastecia a indústria de transformação de NPK, fertilizante fundamental da produtividade agrícola brasileira.

Com a privatização da ICC nos anos 1990 houve o desmonte daquela indústria e da rota do aproveitamento do enxofre, principal contaminante ambiental em Criciúma. Aumentou também a dependência externa brasileira, que importa 100% do P_2O_5 para a indústria de fertilizantes agrícolas.

Conclusões

O Brasil não pode prescindir de suas vastas reservas de combustível sólido representadas por 32 bilhões de toneladas de carvão. Apenas 1% do carvão nacional é consumido na Matriz Energética.

O consumo brasileiro *per capita* de energia é dos mais baixos das nações civilizadas, cerca de 0,69 tep/habitante. Para reverter tal cenário, faz-se necessário um planejamento energético que equilibre o aproveitamento das várias fontes de energia, particularmente a do carvão mineral nacional. O Brasil, com sua vastidão territorial (> 8,5 milhões km²) e população superior a 170 milhões de habitantes com crescimento à razão de 2 a 3% ao ano, deve diversificar suas fontes de geração de energia (atualmente 91% de origem hidroeétrica, 8% de origem térmica e 1% nuclear) priorizando as fontes mais abundantes e mais baratas, sem aumentar os coeficientes de dependência externa.

- I) A região de Candiota concentra 12 bilhões de toneladas de carvão, cerca de 37% da reserva brasileira de carvão energético. É a que reúne maiores condições de ser o pólo energético do carvão brasileiro. Tais reservas estratégicas situadas no centro do Mercosul, pólo produtor de alimentos da América do Sul, representam garantia de energia barata e abundante e produzida em moeda brasileira. O carvão de Candiota pode ser beneficiado em frações mais nobres, por meio de Lavadores em meio denso, desde que suas frações intermediárias sejam consumidas pelas usinas térmicas.
- II) O carvão nacional, apesar de possuir elevado teor em cinzas, tem baixos teores de enxofre e pode ser facilmente beneficiado gerando carvões mais nobres.

O carvão gaúcho é facilmente gaseificado e pode ser usado na carboquímica. A CIENTEC já desenvolveu e patenteou gaseificadores a carvão, tendo gaseificador a carvão em leito fluidizado, em escala semi-industrial, operando em seu câmpus de Cachoeirinha-RS.

- III) A indústria carbonífera sul-brasileira é madura e as empresas carboníferas mineram com os devidos cuidados ambientais e com o acompanhamento dos órgãos federais e estaduais que controlam o meio ambiente. Esta indústria sofreu grande impacto com a extinção das CAEBB e desregulamentação do setor. A desobrigatoriedade do consumo de frações coqueificáveis pela indústria siderúrgica acarretou o desmonte da indústria mineradora do sul do Brasil a partir de 1990. Em contrapartida, a indústria siderúrgica importa 100% de suas necessidades de carvão (cerca de 13 Mta, o que representa US\$ 600 milhões de dólares anuais), sendo o segundo item da pauta de importações brasileiras. O carvão importado é proveniente: 33% dos Estados Unidos da América, 31% da Austrália, 9% das África do Sul e 8% do Canadá. Em 1999 a indústria termoeétrica consumiu 95% do carvão nacional, o equivalente a 5,6 milhões de toneladas. Naquele ano foram produzidos 10,4 Mt de carvão bruto, totalizando 6 Mt de carvão beneficiado. A origem do carvão em 1999 foi 58% do RS, 41% de SC, e 1% do Paraná.
- IV) A implantação das térmicas a carvão do plano 2010 é hoje o fator de mercado que pode promover a expansão da demanda de carvão das atuais 5 Mta para 25 Mta, atendendo assim à demanda da capacidade instalada do parque termoeétrico a carvão dos atuais 1.700 MW a 7.150 MW.
- V) Para a indústria do carvão nacional poder crescer e expandir-se, contribuindo na produção de energia, faz-se necessária uma integração com as empresas produtoras e consumidoras de fontes energéticas convencionais no desenvolvimento de novas tecnologias (CCT – tecnologia do carvão limpo)

Urânio no Brasil

Introdução

O Brasil possui uma das maiores reservas mundiais de urânio, o que permite o suprimento das necessidades em longo prazo e a disponibilização do excedente, para o mercado externo. A grande maioria das reservas de urânio conhecidas hoje é consequência dos trabalhos de prospecção e pesquisa realizados no período entre 1975 e 1984 (Fig. XI.18).

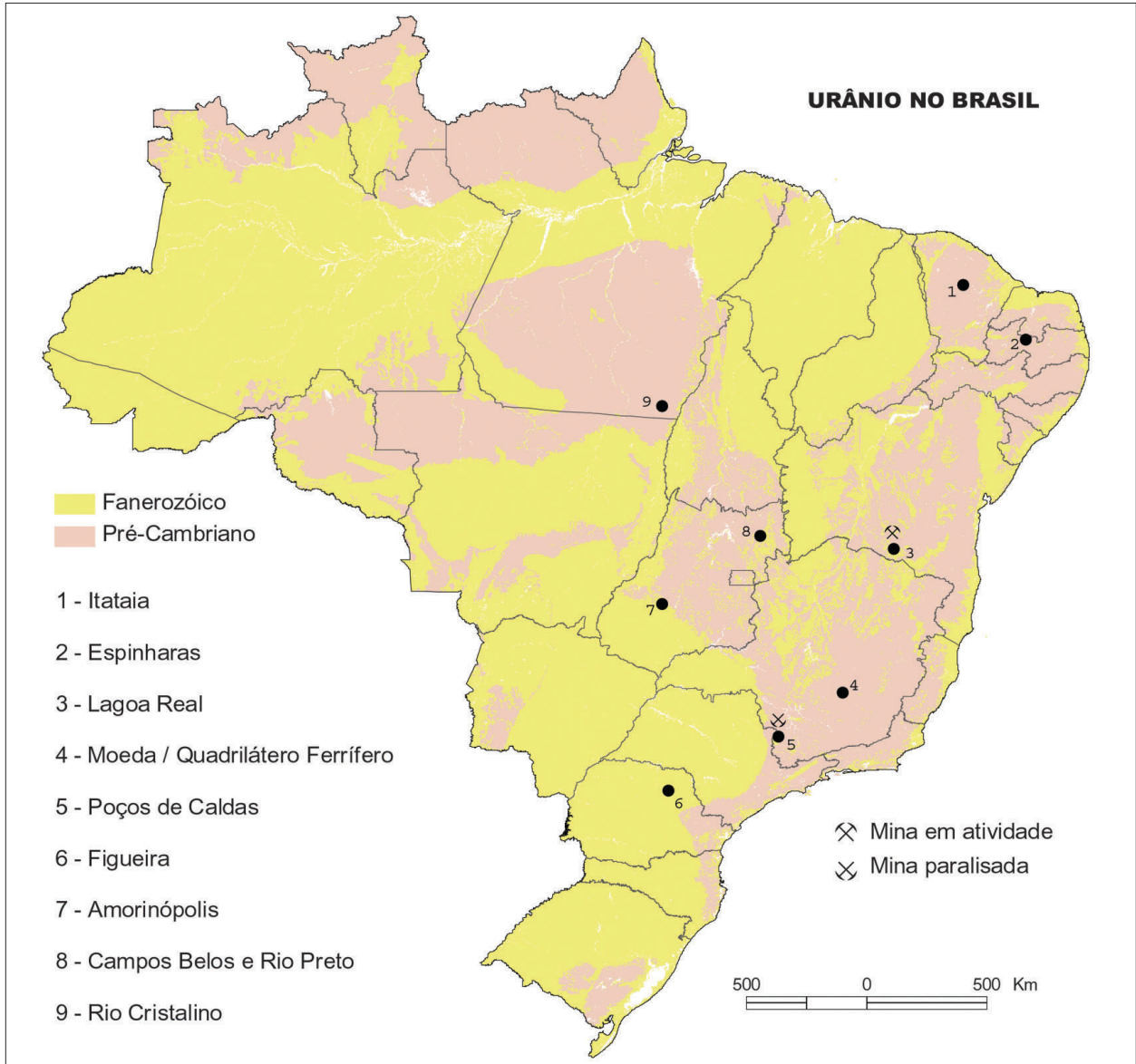


Figura XI.18 - Localização das reservas de Urânio no Brasil.

Figure XI.18 - Location of Brazilian uranium reserves.

As reservas geológicas brasileiras (Tab. XI.21) evoluíram de 11.000 t, conhecidas em 1975, para 301.490 t em 1984. Atualmente as reservas brasileiras, considerando que o Código

Brasileiro de Mineração classifica as reservas minerais em medida, indicada e inferida, são de 309.370 t, ampliadas em 7.880 t devido a pesquisas realizadas em Lagoa Real-BA.

| Tabela XI.21 Reservas de Urânio do Brasil em toneladas de U ₃ O ₈ | | | | | |
|---|---------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Table XI.21 Brazilian Uranium Reserves in tons of U ₃ O ₈ | | | | | |
| OCORRÊNCIA DEPÓSITO-JAZIDA | MEDIDAS E INDICADAS | | | INFERIDAS | TOTAL |
| | <40 US\$/kg U | <80 US\$/kg U | SUB-TOTAL | <80US\$/kg U | |
| Caldas (MG) | | 500 | 500 | 4.000 | 4.500 |
| Lagoa Real/Caetité (BA) | 24.200 | 69.800 | 94.000 | 6.770 | 100.770 |
| Itataia (CE) | 42.000 | 41.000 | 83.000 | 59.500 | 142.500 |
| Outras | | | | 61.600 | 61.600 |
| Total | 66.200 | 111.300 | 177.500 | 131.870 | 309.370 |

O País possui também ocorrências uraníferas associadas a outros minerais, como aqueles encontrados nos depósitos de Pitinga no Estado do Amazonas e área de Carajás, no Estado do Pará (Dardenne e Schobbenhaus, 2001), com potencial adicional estimado de 150.000 t. O Brasil possui hoje a 6.^a maior reserva geológica de urânio do mundo, com a ressalva de que apenas 25% de seu território são prospectados.

Complexo Minerário-Industrial de Poços de Caldas

Primeiro complexo minerário-industrial do gênero no País, instalado no município de Poços de Caldas, sul de Minas Gerais, desde 1982, atendeu, basicamente, às demandas de recargas do reator de Angra I e de programas de desenvolvimento tecnológico.

A mineração realizada a céu aberto em Poços de Caldas permitiu melhor aproveitamento do minério, e sua complexa constituição mineralógica de características únicas obrigou o desenvolvimento de processo original de extração do urânio e elementos associados.

Neste complexo minerário-industrial teve início o desenvolvimento da tecnologia do ciclo do combustível nuclear para geração de energia elétrica, tratando-se quimicamente o minério de urânio e o transformando em *yellowcake* (concentrado de urânio). Uma vez esgotado o minério economicamente viável em Poços de Caldas, as atividades mineiras foram transferidas para Caetité/Lagoa Real-BA. Atualmente a mina de Poços de Caldas está sendo descomissionada.

Geologia do Complexo Alcalino de Poços de Caldas

O Complexo Alcalino de Poços de Caldas (Fig. XI.19a) corresponde a uma grande estrutura circular (diâmetro \approx 30 Km), cuja evolução se iniciou em 87 Ma e terminou por volta de 52 Ma (Ulbrich e Gomes, 1981). É constituído essencialmente por lavas, tufo e brechas vulcânicas, aos quais sucederam nefelina sienitos, tinguaitos, foiaítos e fonolitos e, por fim, diques anelares e intrusões de lujaurito, chibinito e foiaítos, acompanhados por forte atividade hidrotermal e por brechação (Ellert, 1959).

Segundo Fraenkel *et al.* (1985) e Forman e Waring (1981), as mineralizações de urânio, molibdênio e zircônio concentram-se nas áreas de Cercado e Santo Agostinho, perto do limite das estruturas circulares secundárias que caracterizam o Complexo de Poços de Caldas.

Na Jazida de Cercado composta pelos corpos A, B e E (Fig. XI.19b), a mineralização ocorre na forma de uraninita com aspecto nodular, maciço ou pulverulento, associada à

pirita, zirconita e jordisita/ilsemannita (minerais secundários de molibdênio). Essa mineralização, com reservas estimadas em 21.800 t de U_3O_8 , 25 mil t de MoO_2 e 172 mil t de ZrO_2 , foi explorada a céu aberto na Mina Usamu Utsumi, até 1998.

A Jazida de Santo Agostinho, que é associada a tinguaitos e foiaítos, é encontrada na forma de filões de brechas subverticais, orientados N70W e N10W. A mineralização, com reservas estimadas em 50 mil t de U_3O_8 , é composta de uraninita, jordisita, ilsemannita, fluorita, pirita e zirconita.

Três fases de mineralização foram distinguidas pelos autores anteriormente citados (*apud* Dardenne e Schobbenhaus, 2001):

- i) Primeira fase hidrotermal, com o preenchimento de veios por uraninita, fluorita e pirita, acompanhada por forte argilização das rochas encaixantes;
- ii) Segunda fase hidrotermal associada à formação de brechas mineralizadas subverticais, com matriz muito fina que contém uraninita, zirconita, baddeleyita, pirita, jordisita, esfalerita, galena e fluorita; e
- iii) Terceira fase de alteração supergênica provocando a oxidação das fases de mineralização primária, com migração do urânio e sua reprecipitação em profundidade (\pm 140 m), na interface da frente de oxirredução.

Complexo Minerário-Industrial de Caetité

O Complexo Minerário-Industrial de Caetité, no centro-sul da Bahia, é um empreendimento modular, concebido com a finalidade de promover o aproveitamento do urânio em cerca de 33 jazidas. O processo atual de beneficiamento do minério de urânio é o de lixiviação em pilhas (estática). Depois de britado, o minério é disposto em pilhas e irrigado com solução de ácido sulfúrico para a retirada do urânio nele contido.

O processo de beneficiamento do minério de urânio de lixiviação em pilhas dispensa as fases de moagem, lixiviação dinâmica e filtração, permitindo, além de substancial redução nos investimentos, uma operação a custos menores em face do reduzido número de equipamentos e unidades operacionais envolvidas. Se comparada à técnica de lixiviação agitada convencional, apresenta imensas vantagens na demanda de infra-estrutura e impacto ambiental. A concentração do urânio será realizada pelo processo de extração por solventes orgânicos.

No aspecto ambiental, a ausência de rejeitos sólidos finos evita a necessidade de barragens para sua contenção e diminui a utilização de insumos químicos, minimizando os impactos. No projeto destaca-se a utilização de bacias com drenagem subaérea que promovem a reciclagem da fase líquida dos efluentes ao processo, garantindo a ausência de liberação desta para o meio ambiente.

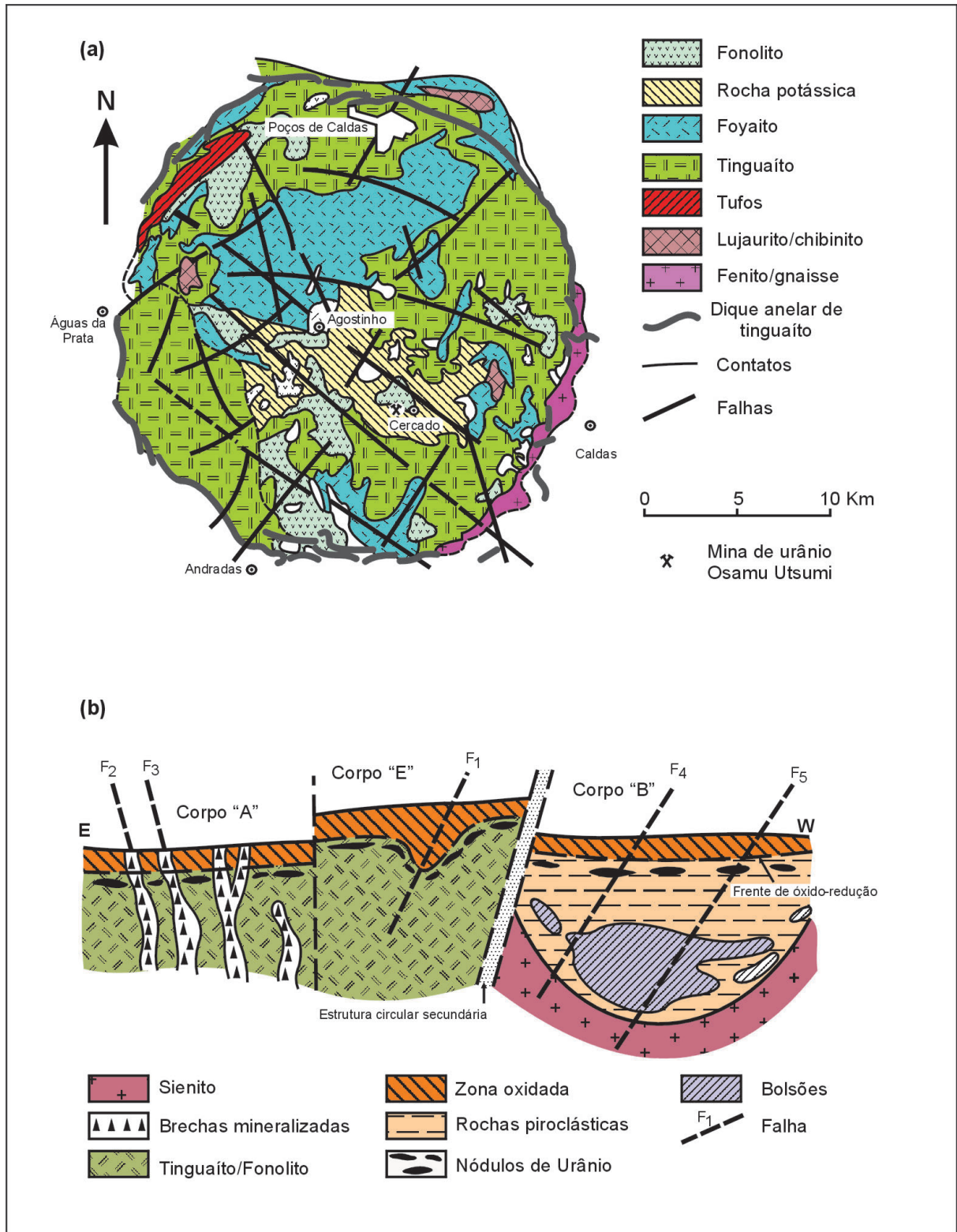


Figura XI.19 – (a) Mapa Geológico do Complexo Alcalino de Poços de Caldas (segundo Forman e Warning, 1981). (b) Mina de Cercado: seção esquemática dos corpos A, B e E (segundo Forman e Angeiras, 1979).

Figure XI.19 – (a) Geological map of Poços de Caldas Alkaline Complex (according to Forman and Warning, 1981). (b) Cercado Mine: cross section of bodies A, B and E (according Forman and Angeiras, 1979).

Distrito Uranífero de Lagoa Real

O Distrito Uranífero de Lagoa Real localizado numa região montanhosa do centro-sul do Estado da Bahia, a cerca de 20 Km a nordeste da cidade de Caetité, foi descoberto durante a execução de uma série de levantamentos geofísicos (gamaespectrometria aérea e terrestre), realizados entre 1974 e 1979, que levaram a identificação de 19 áreas mineralizadas. Levantamento mais detalhado de aerogamaespectrometria levou à descoberta de 34 ocorrências uraníferas adicionais, também avaliadas (Oliveira *et al.* 1985).

O maciço de Caetité localizado na porção sul do Cráton São Francisco, a leste da Serra do Espinhaço, tem cerca de 80 km de comprimento e largura variável entre 30 e 50 km. O embasamento arqueano granito-gnáissico e migmatítico (Complexo Lagoa Real) é intrudido por vários corpos graníticos porfiríticos, conhecidos como granito São Timóteo, datado em 1,74 Ga (Turpin *et al.* 1988; Cordani *et al.* 1992; Pimentel *et al.* 1994). Os gnaisses do Complexo Lagoa Real e o granito São Timóteo são afetados por zonas de cisalhamento regionais, ao longo das quais se localiza uma série de corpos de albititos lenticulares que hospedam as mineralizações uraníferas (Geisel Sobrinho *et al.* 1980; Brito *et al.* 1984; Lobato *et al.* 1982, 1983). Esses albititos distribuem-se ao longo de dois alinhamentos principais e mostram que os processos de cisalhamento, de metassomatismo sódico e de mineralização são contemporâneos (Lobato e Fyfe, 1990).

Os depósitos são monometálicos com a uraninita ocorrendo como principal mineral econômico. Os albititos mineralizados constituem corpos lenticulares, métricos a quilométricos, com espessura variável de alguns centímetros até uma centena de metros, mergulham segundo uma lineação de origem cataclástica e formam “charutos” alongados que podem atingir até 850 m de profundidade, como na jazida da Rabicha (Oliveira *et al.* 1985; Fig. XI.20), e se encontram em fase inicial de mineração. A mineralização é composta essencialmente de uraninita na forma de cristais microcristalinos e microgranulares ($\Phi \approx 0,023$ mm). A mineralização, cuja idade havia sido avaliada em torno de 1,5 Ga (Turpin *et al.* 1988; Cordani *et al.* 1992) e relacionada a um evento Espinhaço hipotético (Lobato e Fyfe, 1990), parece ser de 960 Ma, determinada por U-Pb sobre titanita (Pimentel *et al.* 1994) e ter sofrido recristalização e remobilização em aproximadamente 500 Ma, isto é, durante o evento tectono-termal brasileiro (Pimentel *et al.* 1994 *apud* Dardenne e Schobbenhaus, 2001).

No âmbito restrito das anomalias uraníferas de Lagoa Real, afloram rochas metamórficas-metassomáticas do embasamento cristalino, com estrutura cataclástica, notadamente granitóides, microclina-plagioclásio-augen-gnaisses e albititos, parcialmente sob cobertura de sedimentos terciário-quadernários.

Os granitóides localizam-se mais precisamente nas imediações das anomalias NA-02/12 (Monsenhor Bastos) e NA-09/13 (Engenho/Cachoeira) e ainda nas regiões de São Timóteo. Segundo Moraes *et al.* (1980), são rochas isotrópicas a semi-isotrópicas, de coloração cinza a cinza-rosada, de granulação fina a média, localmente grossa e pegmatítica, tendo como minerais máficos dominantes a biotita e a hornblenda. Em alguns casos apresentam estrutura augen e em outros estrutura gnáissica, devido à atuação de esforços cisalhantes. Em muitos locais, esses granitóides exibem textura granoblástica poligonizada, com claros sinais de orientação cataclástica, e ainda fortes indícios de ação metassomática.

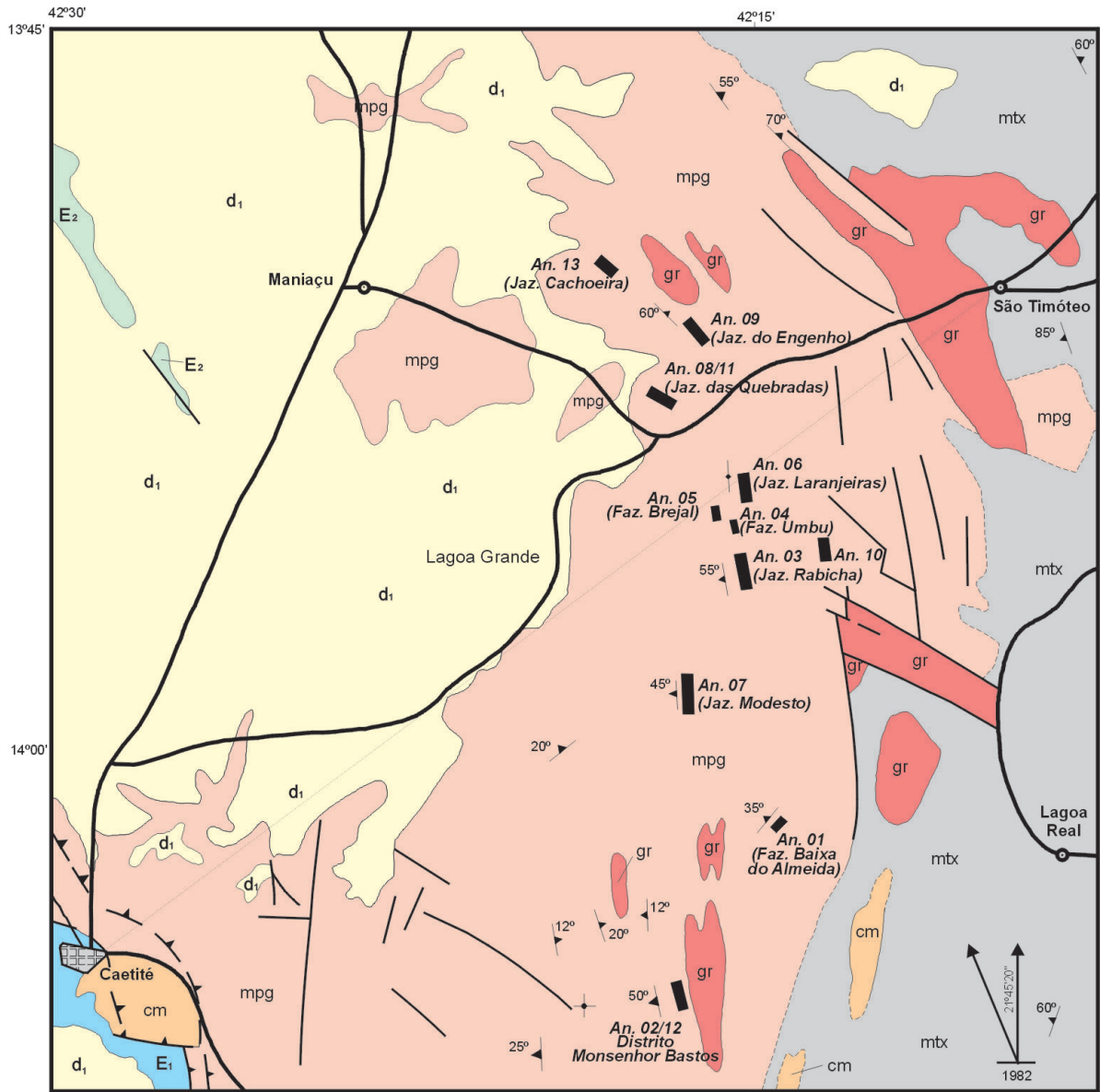
Os microclina-plagioclásio-augen-gnaisses são rochas metamórficas quartzo-feldspáticas bandadas, geralmente encaixantes dos albititos portadores de mineralizações uraníferas. Apresentam granulação fina a média, coloração acinzentada a esbranquiçada e exibem, comumente, evidências de intensa ação cataclástica. Esses gnaisses são caracterizados, de um modo geral, pelas suas proporções variáveis de microclina e plagioclásio. O quartzo está presente nessas rochas em percentagens da ordem de 5 a 20% e os máficos dominantes são a biotita e o anfibólio.

De acordo com vários estudos no contexto da literatura geológica do estado da Bahia, os grandes traços estruturais da região, contendo o Distrito Uranífero de Lagoa Real, estão relacionados a domínios tencionais transcorrentes com grandes lineamentos de direção geral N-S.

Os albititos, cujo modo de ocorrência reflete uma das feições estruturais mais notáveis da região, distribuem-se, basicamente, segundo dois alinhamentos principais em forma de arco, com *trend* que varia de NE na extremidade meridional a N-S no centro, infletindo após para NW, no sentido dos limites setentrionais do Distrito Uranífero de Lagoa Real. Tais rochas e suas encaixantes mergulham para W na extremidade sul dos alinhamentos, verticalizam-se na parte central e mudam de mergulho para E na extremidade norte, caracterizando uma longa estrutura sigmoidal (torção helicoidal), desde a jazida Lagoa da Rabicha – AN-03 até a jazida Cachoeira – AN-13, em uma extensão de 15 km. A jazida Laranjeiras – AN-06 localiza-se próxima à zona de inversão de plunge (Fig. XI.20).

As seções geológicas verticais e horizontais das várias jazidas uraníferas, construídas com base em trabalhos de sondagem, mostram a existência de inúmeros corpos de albititos tabulares descontínuos, concordantes com a foliação geral das rochas encaixantes. As discontinuidades dos albititos – fenômenos de *pinch and swell* – são imprevisíveis e, até o momento, parcialmente inexplicáveis. A geometria dos corpos é a de charutos paralelamente a S-N e alongados segundo a lineação.

A extensão dos corpos de albititos varia desde alguns metros até quilômetros. A espessura é variável entre



TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO

d₁ Coberturas detriticas areno-argilosas

ASSOCIAÇÃO ESPINHAÇO

E₁ Quartzitos, filitos e xistos

E₂ Metavulcânicas e vulcanitos félsicos

ASSOCIAÇÃO PRÉ-ESPINHAÇO

mpg Microclina plagioclásio "augen" gnaiss e albitos

gr Granitóides

mtb Metatextos

cm Milonitos, xistos e filitos (Complexo Metamórfico)

LEGENDA

- Contato definido / aproximado
- Atitude de foliação com ângulo de mergulho
- Foliação vertical / horizontal
- Falha indiscriminada / provável / inversa
- Jazidas / anomalias
- Estradas
- Localidades

0 2,5 5,0 7,5 km

Figura XI.20 – Província Uranífera de Lagoa Real. Mapa geológico com a localização de jazidas e anomalias. Fonte: Projeto Lagoa Real, Jazida Cachoeira – Relatório e Síntese, NUCLEBRAS, 1984.

Figure XI.20 – Lagoa Real uranium province. Geological map with location of deposits and anomalies. Source: Lagoa Real Project, Cachoeira deposit – Report and Synthesis, NUCLEBRAS, 1984.

centímetros até uma centena de metros. A continuidade dos albitos já foi constatada por sondagem em até 850 m de extensão em profundidade.

Entre algumas das hipóteses genéticas propostas pelos pesquisadores envolvidos com a prospecção e avaliação dessas jazidas da região centro-sul do estado da Bahia, destaca-se aquela que parece estar mais de acordo com os dados geoquímicos e com os estudos petrográficos que indicam as seguintes transformações mineralógicas:

- Substituição de K-feldspato por albita e oligoclásio;
- Substituição da hornblenda por ferro-hastingsita;
- Remoção do quartzo;
- Formação de aegirina-augita e magnetita; e
- Formação de hematita, calcita, epidoto e clorita, nas fases tardias.

A formação desses novos minerais (aegirina-granada-epidoto-hematita, a partir de hornblenda e biotita) indica, além da adição de Na e remoção de K, oxidação e o metamorfismo de condições das fácies epidoto-anfibolito, este, indicado pela mineralogia, corresponderia a pressões moderadas de 4 Kbar (15 km de profundidade).

O projeto básico de mina foi concluído em 1996, indicando uma lavra a céu aberto na jazida da Cachoeira (anomalia 13). Esta anomalia com teor médio de 2.900 ppm prevê a produção de cerca 400 t/ano de urânio. Gradualmente serão explorados outros depósitos, entre os 33 existentes. As reservas geológicas estimadas são suficientes para a operação de dez reatores do tipo Angra 2, por toda a vida útil do empreendimento (Fig. XI.21 e XI.22).

As características do distrito uranífero de Caetité – teor e dimensão de reservas estimadas em 100.000 t, exclusivamente de urânio, sem outros minerais associados – foram determinantes na opção da INB (Indústrias Nucleares do Brasil) por sua exploração. Estima-se que esta quantidade é suficiente para o suprimento da Central Nuclear Almirante Álvaro Alberto (usinas Angra I, II e III) por 100 anos e a continuidade das atividades de pesquisa e prospecção pode aumentar as reservas substancialmente.



Figura XI.21 – Lavra a céu aberto na jazida de Cachoeira, anomalia 13 da Fig. XI.20

Figure XI.21 – Open pit mining in Cachoeira deposit, anomaly 13 of Fig. XI.20

Jazida Fósforo-Uranífera de Itataia

O Depósito de Itataia (Distrito Fósforo-Uranífero, P-U) está localizado na parte central do Estado do Ceará, a cerca de 45 km a sudeste da cidade de Santa Quitéria.

A jazida de Itataia possui reservas geológicas de 142,5 mil t de urânio associado ao fosfato. A reserva lavrável tem 79,5 milhões de t de minério com teores de 11% de P_2O_5 e 998 ppm de U_3O_8 , contendo neste minério 8,9 milhões de t de P_2O_5 e 79,3 mil t de U_3O_8 .

Embora seja a maior reserva de urânio que o País possui, sua viabilidade econômica é dependente da exploração do fosfato associado. Isso significa que a extração de urânio está condicionada à produção de ácido fosfórico – insumo utilizado na produção de fertilizantes.

Geologia

O depósito de urânio de Itataia, localizado a cerca de 170 km a sudoeste de Fortaleza, no Ceará, foi descoberto em 1975 por um levantamento radiométrico autoportado. As principais rochas regionais que circundam o depósito de Itataia são paragneisses com grandes lentes carbonáticas. Ambos – gnaisses e rochas carbonáticas – são cortados por diversas apófises graníticas e pegmatíticas.

Dois tipos de minérios têm sido reconhecidos: um com massas uniformes de colofano e o outro de vênulas e *stockwork*, de minério de colofano em mármore, gnaisses e em epissienitos. O urânio ocorre em hidróxi-apatita criptocristalina, que também apresenta interesse econômico como minério de fosfato. A rocha maciça de colofano tem sido referida como colofanito (Mendonça *et al.* 1985).

A jazida constitui um exemplo mundial único em áreas pré-cambrianas, onde o urânio, além de estar preferencialmente associado a fosfato, pode ocorrer também com o zircão e matéria orgânica.

Com o início dos estudos na área de Itataia, Mendonça *et al.* (1980) reconheceram uma espessa seqüência



Figura XI.22 – Unidade de Beneficiamento de Urânio de Lagoa Real

Figure XI.22 – Lagoa Real Uranium Processing Unit

metassedimentar de natureza transgressiva, tendo na base migmatitos, sotopostos a quartzitos e gnaisses, capeados por calcários cristalinos. Consideraram, na época, como a mais completa seqüência até então reconhecida para o Complexo Caicó, referido por Braga *et al.* (1977) para aquela região. As direções de dobramentos e falhamentos foram interpretadas como decorrentes de uma compressão N-S que originou o par cisalhante de convergência meridiana, formado pelas falhas transcorrentes do rio Groaíras e Itatira.

Com a regionalização dos trabalhos, Mendonça *et al.* (1982, 1985) denominaram de Grupo Itataia a seqüência metassedimentar anteriormente reconhecida. Definiram então sua seção-tipo dentro do “Bloco de Itataia”, o qual é limitado pelas falhas transcorrentes rio Groaíras (destra) e Ingá (sinistra), paralelas, de direção NW-SE, que encerram uma estruturação sinforme de concavidade voltada para noroeste, resultantes de uma compressão principal NW.

A área estudada é abrangida pelo Maciço Mediano de Santa Quitéria e pela Faixa de Dobramentos Jaguaribeano (sub-faixa rio Curu-Independência) no sentido de Brito Neves (1975), respectivamente complexos Tamboril/Santa Quitéria e Caixó, segundo Braga *et al.* (1977). Ocupa porções dos blocos orogênicos de Itapajé e Santa Quitéria de Kegel (1965), separados entre si pela falha Rio Groaíras.

O Grupo Itataia consiste-se em seqüência metassedimentar de natureza transgressiva, cuja seção é observada na estrada Itataia-São José da Macaoca. Apresenta calcário cristalino no topo, seguido de gnaisses, quartzitos e migmatitos com empilhamento constatado em limbos normais das dobras isoclinais recumbentes, a 10 km ao norte de Itataia e 7 km a sudoeste, no Serrote das Laranjeiras. O contato discordante entre o Grupo Itataia e seu embasamento é verificado mesoscopicamente próximo à falha de Itataia, que se consiste em uma direção de transcorrência sinistra antiga, parcialmente cicatrizada. A oeste e sudoeste o contato dá-se por meio da falha do rio Groaíras, enquanto no restante da área é feito por discordância estrutural marcada pelas divergências nas direções dos dobramentos.

Mineralizações Fosfáticas e Uraníferas

A jazida de Itataia apresenta forma geométrica bastante complexa, podendo, todavia, ser subdividida em dois corpos: o principal, com forma aproximadamente elipsoidal, ocupa parte de uma elevação, tendo 800 m segundo a maior dimensão, no sentido E-W, 400 m na direção N-S, desenvolvendo-se da superfície até a profundidade de 180 m e tendo caimento para E. O segundo, que ocorre numa zona de baixada, com desnível de aproximadamente 100 m, relativamente à parte mais elevada do corpo principal, alonga-se 800 a 900 m na direção NW, presente a profundidades variáveis de 100 a 200 m, é extremamente

irregular e desaparece para N, NE e E.

A mineralização ocorre nos seguintes tipos: colofanito maciço, associado aos mármore, constituindo grandes corpos com espessuras da ordem de dezenas de metros; *stockwork*, no qual o colofanito preenche fraturas nos mármore; disseminação de colofana e/ou apatita em epissienitos e subordinadamente em calcissilicáticas, mármore e gnaisses; e finalmente material escuro, carbonoso e zirconífero, cimentando brechas. Portanto, basicamente, as rochas hospedeiras da mineralização restringem-se a mármore, colofanito, brecha carbonosa e epissienito. O principal mineral de minério é a colofana (Mendonça *et al.* 1985). Segundo Netto (1984) os epissienitos resultam do metassomatismo sódico sofrido pelos gnaisses.

A idade da mineralização é considerada brasileira a cambro-ordoviciana e pode ser relacionada às intrusões graníticas anelares do tipo Itaperuaba, datadas entre 550 e 450 Ma, as quais apresentam processo de albitização acompanhado por mineralização uranífera (Haddad e Leonardos, 1980).

Petrografia

O colofanito é uma rocha de coloração marrom-avermelhada, mesclada por pontuação creme-esbranquiçada e negra, ora com aspecto maciço afanítico, ora botrioidal, com pequenas cavidades preenchidas por material pulverulento de cor amarelo-ocre.

A brecha carbonosa é uma variedade litológica, com matriz afanítica, cinza-escura, envolvendo fragmentos esbranquiçados de formas variadas, contendo ainda vênulas de carbonato. Os fragmentos são predominantemente de feldspato, porém lamelas de grafita, sulfetos, colofana e apatita são comuns. A matriz é formada por apatita, colofana, argilas, calcita, calcedônia, zirconita e também por matéria orgânica.

O epissienito é uma rocha com textura grosseira a pegmatóide, vacuolar, róseo-avermelhada, contendo impregnações de material com aspecto terroso, constituída essencialmente por feldspato, colofana e/ou apatita.

Jazida de Urânio de Figueira – Paraná

O depósito de urânio de Figueira, localizado na parte centro-norte do estado do Paraná, foi descoberto, em 1969, como resultado de um levantamento sistemático de carvão na Bacia do Paraná, no sul e sudeste do Brasil.

O depósito de urânio está associado a sedimentos permianos da Formação Rio Bonito, composta de arenitos e pelitos carbonosos. Segundo Saad (1973), a mineralização que ocorre nos sedimentos basais da Formação Rio Bonito foi o resultado de processos tanto singenéticos como epigenéticos.

O corpo de minério principal é de forma lenticular e segue um paleocanal de direção norte-sul. O corpo tem cerca de 2.000 m de comprimento e largura média de 600 m. O urânio ocorre como uraninita em arenitos ou associado com matéria orgânica em argilas carbonosas e carvões. As reservas são de 8.000 t de U_3O_8 , das quais 7.000 t são razoavelmente asseguradas.

Geologia

Análise do mapa geológico da área de Figueira, com aproximadamente 220 km², mostra que o contexto litoestratigráfico local é constituído pelas seguintes unidades geológicas, da base para o topo, todas relacionadas ao permocarbonífero da Bacia Paraná.

O Grupo Itararé apresenta na área uma espessura de 700 m de sedimentos depositados em ambientes periglacial, lacustre e marinho, sendo constituído por diamictitos, folhelhos e arenitos de granulação fina a grosseira.

A Formação Rio Bonito encontra-se sobreposta ao Grupo Itararé, com espessura entre 120 a 140 m, e foi subdividida em 3 unidades, a saber: membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.

O Membro Triunfo, basal, com predomínio de arenitos, folhelhos e carvão apresenta um ambiente deltaico com suas várias faciologias, predominando em Figueira canais e mangues costeiros; Membro Paraguaçu marinho transgressivo assenta-se sobre o Membro Triunfo, constituindo-se de siltitos e folhelhos cinza, intercalados com camadas de arenitos finos e leitos de rochas carbonáticas, e, finalmente, no topo da Formação Rio Bonito, encontra-se o Membro Siderópolis litorâneo representado por arenitos muito finos e laminações com intercalações silticas. Esta última unidade é pouco desenvolvida nas proximidades de Figueira e no nordeste do Paraná, em geral.

A Formação Palermo alcança 80 m de espessura, apresentando sucessão monótona de siltitos laminados, por vezes bioturbados e com níveis de sílex, depositados em ambiente infranerítico.

A Formação Irati, sobrejacente ao Palermo, atinge na área espessura de 45 m, sendo constituída de folhelhos pirobetuminosos, com laminações paralelas e intercalações de calcário e sílex, depositados em ambiente marinho restrito.

Finalmente, a Formação Serra Alta, apresentando espessura em torno de 85 m, formada por uma seqüência de folhelhos, siltitos e argilitos, caracterizando um ambiente marinho de águas calmas.

A mineralização uranífera ocorre nos sedimentos do Membro Triunfo da Formação Rio Bonito, que apresenta espessura variando entre 110 e 130 m.

O Membro Triunfo, com espessura entre 15 e 30 m, é o intervalo que tem maior importância econômica por conter

depósitos de carvão e urânio. É constituído por arenitos finos, médio, grosseiros e conglomeráticos, cinza-esbranquiçados a escuros, passando a amarelo por processo de oxidação secundária.

Rio Cristalino – Sul do Pará

A área do Projeto Rio Cristalino localiza-se no município de Santana do Araguaia, cobrindo 1.350 km², e é delimitada pelas coordenadas 9°00'–9°20'S e 50°40'–51°00'W.

As ocorrências uraníferas detectadas revelaram uma grande extensão de áreas anômalas, onde as amostras coletadas em superfície atingiram teores de até 6,1% de U_3O_8 , com inexpressiva percentagem de ThO_2 .

O reconhecimento geológico realizado por Andrade (1986), na área do Rio Cristalino; os trabalhos posteriores de reconhecimento de anomalias radiométricas; e a fotointerpretação em fotografias aéreas nas escalas 1:60.000 e 1:45.000 permitiram definir quatro unidades litoestratigráficas:

Unidade 1 – representada por rochas metamórficas, correlacionadas ao Complexo Xingu, envolvendo migmatitos, granodioritos e granitos. Essa unidade está predominantemente em contato por falhas com as unidades sobrejacentes.

Unidade 2 – constituída de arcósios, com variações para arenitos, que apresentam baixo grau de metamorfismo. Localmente, em zonas de cisalhamento, desenvolvem-se milonitos e cataclasitos. Os arcósios e os arenitos mostram coloração variando de esbranquiçada a cinza escuro e têm como minerais principais quartzo e feldspatos, sendo que este último atinge até 30% em relação ao total da composição mineralógica das rochas. Os minerais acessórios são: anfíbio, clorita, fluorita, zircão, apatita, turmalina, titanita, sericita e opacos, ocorrendo ainda biotita.

Unidade 3 – é representada por arenitos de coloração amarelo esbranquiçada, às vezes, cinza-escuro, quartzosos, grãos subarredondados, granulometria variando de fina a grosseira, mal selecionados, geralmente feldspáticos e matrizes argilosas. As principais estruturas sedimentares observadas foram galhas de argila e estratificação cruzada planar. Na parte basal da Unidade 3, bastante conglomerática, observaram-se em lâminas delgadas elevadas proporções de fragmentos de rochas metassedimentares, permitindo classificá-las também como arenitos líticos conglomeráticos. Suas matrizes são compostas por sericita, quartzo, goethita, alanita, traços de zircão e apatita, mostrando às vezes considerável grau de cristalização, sugerindo um baixo grau de metamorfismo.

Unidade 4 – representa conjunto de rochas ígneas intrusivas que cortam os metassedimentos na área do Rio Cristalino compostas por sienitos, granitos, dioritos e andesitos, que refletem certo grau de metamorfismo. Dentro desta unidade

a fotointerpretação destacou expressivo corpo de forma alongada com 13 km de comprimento por 1,5 a 3 km de largura. Neste corpo foi coletada uma amostra de rocha de coloração rósea-acinzentada, granulometria grosseira, com textura grano-lepidoblástica, cataclásada, constituída essencialmente por feldspato potássico e aegirina-augita, tendo como acessórios: biotita, apatita, titanita e pirita, caracterizando uma composição sienítica.

As demais rochas intrusivas distribuem-se em forma de diques andesíticos ou em corpos arredondados graníticos e dioríticos.

Estrutura

As principais estruturas de caráter regional que cortam a área do Rio Cristalino são os falhamentos de direção noroeste. Estas estruturas foram modificadas pela ação de corpos intrusivos que propiciaram um rendilhado sistema de falhas em várias direções.

Uma grande falha, também de caráter regional, disposta na direção E-W, localizada na parte média da área, é evidenciada nas fotografias aéreas. Esta estrutura é deslocada pelos falhamentos regionais e provavelmente seja resultante da reativação de antigas zonas de fraqueza do Complexo Xingu.

Um conjunto de grábens e horstes associados a rochas intrusivas, disposto na direção noroeste, limitado por rochas do Complexo Xingu, constitui a principal estrutura local, onde foram preservadas as rochas da Unidade 2 e Formação Gorotire, esta última representando unidade psamítica posicionada no Paleoproterozóico.

Mineralização Uranífera

Na área do Rio Cristalino foram identificados os seguintes minerais de urânio: uraninita (UO_2), kasolita ($Pb(UO_2)(SiO_3)(OH)_3X$) e meta-autunita ($Ca(UO_2)_2 \cdot 6H_2O$), ocorrendo, principalmente, em arcósios da Unidade 2 e arenitos da Formação Gorotire.

Mineralização primária – Observações de campo e testemunhos de sondagens mostram que a uraninita está associada a planos de foliação cataclástica, preferencialmente N70W/N65E, nos arcósios da Unidade 2. Estudo autoradiomicrográfico indica que a mineralização está também associada a material opaco escuro, que envolve os grãos de quartzo e feldspatos. Subordinadamente à uraninita ocorrem magnetita, titanita, pirita, pirrotita, calcopirita e, mais raramente, arsenopirita. Análises químicas em amostras seletivas de superfície revelam teores que atingem até 6,1% de U_3O_8 .

Mineralização secundária – Os minerais secundários de urânio, resultantes da alteração da uraninita, foram identificados por meio das análises por difratometria de

raios X, como sendo kasolita e meta-autunita. Os minerais que não puderam ser identificados foram posicionados como pertencentes ao grupo das gumitas. Normalmente a mineralização secundária é encontrada preenchendo fraturas nos arcósios da Unidade 2 ou envolvendo galhas de argila nos arenitos da Formação Gorotire.

A origem da mineralização processou-se com os seguintes estágios: transporte de urânio em suspensão, concomitantemente com os sedimentos da Unidade 2, para dentro da bacia de sedimentação; recristalização e subseqüentes processos hidrotermais, que remobilizaram o urânio até as armadilhas estruturais, onde encontrou condições adequadas à precipitação e, finalmente, outra geração de urânio formada por enriquecimento supergênico.

As evidências geológicas permitem correlações entre alguns depósitos canadenses e australianos, conhecidos como *unconformity deposits*, identificados como os mais importantes atualmente descobertos.

Jazida de Urânio de Espinharas – Paraíba

O depósito de urânio de Espinharas, localizado próximo a São José de Espinharas, a 25 km de Patos, no estado da Paraíba, foi detectado por meio de levantamento realizado durante a execução do Projeto Rio Grande do Norte/Paraíba (CNEN).

O depósito de Espinharas ocorre em gnaisses e xistos pré-cambrianos com granitos intrusivos associados que foram alterados por processos metassomáticos, como albitização e hematitização, com lixiviação da sílica e enriquecimento em fosfato.

Trata-se de um depósito de urânio do tipo epigenético, de origem metassomática, similar às várias ocorrências espalhadas no Nordeste brasileiro.

Geologia

A área em questão situa-se no bloco norte do Lineamento de Patos, no contexto do Grupo Caicó. O termo foi introduzido por Meunier (1964) como Complexo de Caicó, designando seqüência de biotita-gnaisses, quartzitos e calcários que afloram próximo à localidade do mesmo nome.

A região do Seridó, na qual se incluiu a área enfocada, foi considerada por Brito Neves (1973) como uma faixa de dobramentos constituída de uma seqüência clástica terrígena formada por paragnaisses, metarcóseos, anfibolitos, metaconglomerados e quartzitos; essa seqüência progride em direção ao topo para calcários e rochas calcissilicatadas.

As observações de trincheiras, descrição dos furos de sondagem e sua interpretação, conjugadas aos estudos petrográficos e geoquímicos, indicam que o processo de alteração metassomática ao qual a mineralização em urânio

está intimamente associada constitui um dos últimos eventos geológicos na área, sendo posterior a todos os tipos de rochas, incluindo as rochas graníticas.

A ocorrência de Espinharas não é um fenômeno isolado, pelo contrário, várias ocorrências no Nordeste apresentam características semelhantes, sendo que algumas foram estudadas em detalhe, tais como Araras, Pocinhos, CB-62. Pilões, Cajá e Barra de Santa Rosa, devido ao seu potencial uranífero.

Em todas essas ocorrências, um aspecto comum chama logo a atenção: todas são resultantes de metassomatismo sódico por meio da alteração das rochas por albitização, hematitização e enriquecimento em urânio.

Não existe mineralização de urânio em rocha não-metassomatizada, enquanto nos metassomatitos os valores em urânio passam do *background* (5 a 10 ppm U_3O_8) a valores de 500 a 1.000 ppm U_3O_8 .

A morfologia dos corpos mineralizados do depósito uranífero de Espinharas é controlada, primariamente, por estrutura principal com direção aproximadamente N60°E com mergulho de 45° para NW e largura de algumas centenas de metros que, no geral, limita a distribuição lateral da mineralização. Secundariamente e dentro do compartimento definido pela estrutura principal, a morfologia dos corpos é controlada pelas diversas litologias ali contidas e estruturas a elas relacionadas.

Gênese da Jazida

Como já foi mencionado, a mineralização de urânio em Espinharas é semelhante à de diversas ocorrências do Nordeste brasileiro, incluindo, entre elas, a jazida de Itataia, no Ceará.

Em Espinharas ocorrem zonas com teores em U_3O_8 bastante elevados (3–4,5%), que correspondem à formação de brecha, onde fragmentos de rocha albitizada estão cimentados por uma matriz argilo-carbonática bastante silicificada. Nesse material, foi determinada coffinita, que muito provavelmente representa uma remobilização do urânio precipitado durante a fase de albitização.

Em resumo, o depósito de Espinharas é caracterizado pelo processo de alteração metassomática, cuja característica intrínseca é a dissolução do quartzo e remoção de sílica do sistema juntamente com aporte de sódio atuando em zonas de alívio de tensão.

Em termos cronológicos, o metassomatismo em Espinharas está bem limitado no tempo. Ele ocorreu no final do Ciclo Brasileiro, pois afetou os granitos tardiorogênicos (tipo Itapetim). As rochas albitizadas foram, por sua vez, afetadas pelos falhamentos que originaram os riftes do Paleozóico.

Depósito de Urânio de Amarinópolis – Goiás

O depósito de urânio de Amarinópolis foi descoberto em 1973 por um aerolevante radiométrico e está localizado no sudoeste do estado de Goiás, no flanco noroeste da Bacia Paraná, numa superfície de 2.000 km².

A mineralização de urânio ocorre em sedimentos paleozóicos da Formação Ponta Grossa, do Devoniano Inferior. A rocha hospedeira da mineralização de urânio é uma camada de arcóseo com 2 a 8 m de espessura. Três tipos de mineralização de urânio têm sido encontrados: células geoquímicas; associação com cangas residuais; e em fraturas. O principal tipo de mineralização é epigenético, na forma de células geoquímicas, constituindo corpos na forma de um C invertido (*roll front*), tal como encontrado no Platô do Colorado e Wyoming, nos Estados Unidos. Os minerais de urânio ocorrem sob duas formas: U^{6+} (autunita e sabugalita) e primária U^{4+} (uraninita e coffinita). As reservas medidas do depósito de Amarinópolis são da ordem de 5.000 t de U_3O_8 .

O urânio concentra-se, preferencialmente, numa camada de arenito de granulação média a grossa, feldspático, com intercalações de níveis argilosos, com matéria orgânica. Essa camada ou *blanket*, que se apresenta com espessuras variáveis de 3 a 8m, é representada por arenito feldspático ou subarcósio. A camada de arenito feldspático encontra-se na unidade inferior da Formação Ponta Grossa. Nas zonas mineralizadas, o arenito se encontra, via de regra, intercalado entre níveis pelíticos, o que confere uma armadilha física.

Depósitos de Urânio de Campos Belos e Rio Preto – Goiás

Os depósitos de urânio de Campos Belos e Rio Preto, situados na parte central do estado de Goiás, foram descobertos em 1973 por levantamento aerogeofísico.

O depósito de urânio de Campos Belos está associado a quartzo-sericita-xistos com grafita e rochas granito-gnaissicas que pertencem ao Complexo Goiano. A mineralização de urânio sempre está associada à estruturação tectônica. Todos os minerais de urânio determinados até o momento são secundários e compostos por autunita, torbernita e renardita. A reserva de minério medida alcança 500 t de U_3O_8 .

Os depósitos de urânio de Rio Preto são encontrados na Formação Ticunzal (Marini *et al.* 1978) do Paleoproterozóico. A parte inferior dessa formação consiste-se de alternâncias de biotita-xistos e gnaiss quartzo-feldspático, enquanto a porção superior é composta de granada-mica-xistos e xistos grafíticos. Mineralização primária de urânio (uraninita) foi detectada em testemunhos de sondagens na Formação Ticunzal. A mineralização ocorre em fraturas ao longo de xistos grafíticos contendo pirita.

Urânio e o Ouro da Formação Moeda – Minas Gerais

Os metassedimentos da Formação Moeda, base do Grupo Minas no Quadrilátero Ferrífero, são compostos predominantemente de quartzito, metaconglomerado e filito. Esses metaconglomerados e quartzitos representam depósitos de origem aluvionar, hospedando mineralização de urânio e ouro associados. A matriz é quartzosa, sericítica, piritosa e carbonosa em certos níveis mineralizados. Os minerais radioativos principais são a uraninita, a brannerita e a coffinita. Os metaconglomerados uraníferos são essencialmente oligomíticos, constituídos principalmente por seixos de quartzo bem arredondados. Ocorrem em áreas restritas da Formação Moeda, coincidindo aparentemente com as suas seções mais espessas. A mineralização uranífera ocorre associada à pirita, presente na matriz em quantidades variando entre 5 e 20% do total.

Nos depósitos de Au-U de Witwatersrand a distribuição desses elementos é controlada por fatores sedimentológicos. Há certa similaridade entre as características dos depósitos da África do Sul e as feições de mineralização encontradas na Formação Moeda (Villaça e Moura, 1985, Andrade Ramos e Fraenkel, 1974).

Reservas Mundiais de Urânio

O urânio se distribui sobre toda a crosta terrestre aparecendo como constituinte da maioria das rochas. As reservas deste elemento, para que se tornem economicamente atrativas, dependem do teor presente assim como da alternativa tecnológica usada para o seu aproveitamento.

Considerando o quilo (kg) de urânio possível de ser obtido a custos inferiores a US\$ 130.00, as reservas mundiais se distribuem conforme a Tab. XI.22.

| Tabela XI.22 Reservas Mundiais de Urânio em toneladas | |
|---|------------------|
| <i>Table XI.22 Uranium World Reserves, in tons</i> | |
| PAÍS | t U |
| Cazaquistão | 957.000 |
| Austrália | 910.000 |
| África do Sul | 369.000 |
| Estados Unidos | 355.000 |
| Canadá | 332.000 |
| Brasil | 309.000 |
| Namíbia | 287.000 |
| Total no Mundo | 4.416.000 |

Produção de Urânio no Mundo

A produção de urânio, no mundo, vem decrescendo desde 1988 em virtude, principalmente, dos baixos preços que o mercado vem praticando ocasionando o fechamento de algumas minas de baixo teor, que eram exploradas na Europa Oriental. Adicionalmente, esses mesmos países estão-se desfazendo do estoque estratégico acumulado na época da Guerra Fria, gerando excesso de oferta no mercado.

Porém, países tradicionalmente produtores de *yellowcake* vêm aumentando a capacidade de suas plantas, como é o caso do Canadá e da Austrália. A Tab. XI.23 apresenta os maiores produtores mundiais, baseada na produção obtida em 1998.

Tabela XI.23 Produção de Urânio mundial, em toneladas, no ano de 1998

Table XI.23 Uranium World Production, in tons, 1998

| PAÍS | t U |
|-----------------------|---------------|
| Canadá | 10.922 |
| Austrália | 4.910 |
| Nigéria | 3.714 |
| Namíbia | 2.780 |
| Rússia | 2.530 |
| Total no Mundo | 34.986 |

Anexos

1. Conversões Energéticas

| UNIDADE | kJ | kcal/kg | kWh | Btu | SKE (*) |
|-------------|--------|----------|-----------|--------|-----------|
| 1 kiloJoule | - | 0,2388 | 0,0003000 | 0,9500 | 0,0000341 |
| 1 kcal/Kg | 4.1868 | - | 0,001166 | 3.9685 | 0,0001430 |
| 1 kwh | 360 | 859,8450 | - | 3.411 | 0,1230000 |
| Btu/1b | 0,0550 | 0,2521 | 0,0002930 | - | 0,0000361 |
| SKE (*) | 29.308 | 7.000 | 8,1400000 | 27.767 | - |

Fonte: MME/DNPM – Informativo Anual da Ind. Carbonífera 2000 Org.: Gomes, A.J.P., 2002.

(*) SKE= Steinkohlneinheit (Unidade de Carvão utilizada na Alemanha). Btu= British Thermal Unit
Obs.: 13.200 Btu/lb= 7.333 Kcal/Kg

2. Fatores de Conversão

| FATORES DE CONVERSÃO (valores aproximados) | | | |
|---|----------------|------------|-----------------------------|
| EM SE TRATANDO DE | MULTIPLIQUE | POR | PARA OBTER |
| Petróleo | t | 1,165 | m ³ |
| | | 7,330 | bbl |
| | | 0,159 | m ³ |
| Gás Natural (GN) | m ³ | 35,3 | cuft |
| | | 36.000 | Btu |
| | | 900 | tep |
| | | 6,29 | milhão de bep |
| | | 0,73 | milhão t de GNL |
| Gás Natural Liquefeito (GNL) | milhão de t | 1,38 | bilhão de m ³ GN |
| | | 48,7 | bilhão de cuft GN |
| Energia | kcal | 3,968 | Btu |
| | | 4,187 | kJ |
| | | 860 | kcal |
| | | 3.412 | Btu |
| | | 0,252 | kcal |
| | | 10.000.000 | kcal |
| | | 12 | MWh |

Fonte: BP Amoco – Cit. Gás Natural, Abreu e Martinez, 1999. Abreviaturas das unidades não-métricas: **bbl** – barril; **bep** – barril equivalente de petróleo; **Btu** – British thermal unit; **cuft** – pé cúbico; **tep** – tonelada equivalente de petróleo.

Referências Bibliográficas

Aboarrage, A.M., Lopes, R.C. 1986. *Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 18 v. (inédito).

Alpern, B. 1967. *Quelques applications géologiques du pouvoir reflecteur du charbon Paris*, CERCHAR. (Note Technique du CERCHAR – Document Interieur, n. 1768)

Andrade, S.M. 1986. Ocorrência Uranífera na Área do Rio Cristalino, Sul do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, v. 4.

Andrade Ramos, J.R., Fraenkel, M.O. 1974. *Principais ocorrências de urânio no Brasil*. MME/CNEN, Rio de Janeiro, Boletim n. 12.

Binotto, R.B., Teixeira, E.C., Sánchez, J.C.D., Nanni, A.S., Fernandes, I.D., Migliavacca, D.M. 1999. *Localização, descrição e caracterização dos resíduos provenientes das atividades de processamento de carvão*. Porto Alegre: CIENTEC/ FEPAM. 1v. (Avaliação Ambiental da Região do Baixo Jacuí, RS, Brasil).

Bertol, M.A. 1994. Algumas definições sobre a caracterização dos carvões brasileiros. In: Informativo Anual da Indústria Carbonífera, v.12, p.244-246, 1994.

Borba, P.E.M., Uihôa, M.B., Souza, L.O.B. 1989. Utilização de carvão de Santa Catarina na fabricação de coque. In: SEMC, Congresso Brasileiro de Carvão, 2, Porto Alegre, *Anais*, 395-409.

Borges, G.C.M. 1977. *Contribuição ao estudo e classificação da camada 11F do carvão de Charqueadas*. Curso de Pós-Graduação em

- Engenharia de Minas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 1 v.
- Borges, G.C.M., Bristoti, A., Nahuys, J. 1978. *Contribuição ao Estudo e classificação de Carvão Fóssil*. Porto Alegre, PPGEMM/UFRGS, 26 p.
- Braga, A.P.G. et al. 1977. *Projeto Fortaleza*. Relatório Final. Recife, DNPM/CPRM, 10 v.
- Brito Neves, B. B. 1973. Elemento da geologia pré-cambriana do Nordeste Oriental. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Aracaju, *Anais*, 2:105-134.
- Brito Neves, B. B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino*. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 198 p.
- Brito, W., Raposo, C., Matos, E.C. 1984. Os albitos uraníferos de Lagoa Real. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 1475-1488.
- César, S.B. 1995. Carvão mineral. In: Barboza, F.L.M., Gurmendi, A.C. (coords.) *Economia mineral do Brasil*. Brasília, MME/SMM/DNPM, 195-207.
- Cordani, U.G., Iyer, S.S., Taylor, P.N., Kawashita, K., Sato, K. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5-1.0 Ga). *Journal of South American Earth Sciences*, 5:33-46.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 1969. Base de Dados PROJ – Projetos Executados pela CPRM. [Projetos de pesquisa de carvão executados pela CPRM no Brasil]. Rio de Janeiro, Disponível em: www.cprm.gov.br/page71html
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora UnB/CPRM, 392 p.
- DNPM. 1998/1999. *Informativo Anual da Indústria Carbonífera*, Brasília.
- DNPM. 1999. Balanço Energético Nacional. Brasília. Disponível em: www.dnpm.gov.br
- DNPM. 2000a. Balanço Energético Nacional. Brasília. Disponível em: www.dnpm.gov.br
- DNPM. 2000b. Sumário Mineral. Brasília. DNPM/MME.
- DNPM. 2000c. *Informativo Anual da Indústria Carbonífera*, Brasília.
- Ellert, R. 1959. *Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas*, Minas Gerais. IG/USP, 120p. (Boletim 237).
- Ferreira, J.A.F. 1980. *Classificação de carvões*. In: Ciclo de Palestras sobre Carvão Mineral, Rio de Janeiro, UFRJ/CPRM. 16p (inédito).
- Ferreira, J.A.F. 1982. Recursos minerais de carvão fóssil – métodos de avaliação. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 3:1115-1150.
- Forman, A.J.M., Waring, M.H. 1981. L'uranium en Amérique du Sud et plus spécialement dans la province uranifère brésilienne. *Chronique de la Recherche Minière*, 6:5-49.
- Fraenkel, M.O., Santos, R.C., Loureiro, F.E.V.L., Muniz, W.S. 1985. Jazida de urânio no planalto de Poços de Caldas, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Coelho C.E.S., Armesto, R.C.G. (coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v.I, 89-103.
- Geisel Sobrinho, E., Raposo, C., Prates, S.P., Matos, E.C., Alves, J.V. 1980. Jazidas uraníferas de Lagoa Real, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 3:1499-1512.
- Gomes, A.J.P. 2002. *Carvão do Brasil/Turfa Agrícola* – geologia e participação estratégica na produção de eletricidade e o meio ambiente no sul do Brasil. Porto Alegre, 1v. (Inédito)
- Gomes, A.J.P., Ferreira, J.A.F., Albuquerque, L.F.F. de, Siefert, T. 1998. Carvão fóssil no Brasil. *Revista do Instituto de Estudos Avançados da USP*, São Paulo, 33:89-106.
- Haddad, R.C., Leonardos, O.H. 1980. Granitos anelares de Taperuaba (Ceará) e processos metassomáticos associados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5:2626-2631.
- Kegel, W. 1955. *Geologia do fosfato de Pernambuco*. Rio de Janeiro, DNPM, 57 p. (Boletim 157).
- Lobato, L.M., Forman, J.M.A., Fuzikawa, K., Fyfe, W.S., Kerrich, R. 1982. Uranium enrichment in Archean basement: Lagoa Real, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3):484-486.
- Lobato, L.M., Forman, J.M.A., Fuzikawa, K., Fyfe, W.S., Kerrich, R. 1983. Uranium in overthrust Archean basement, Bahia, Brazil. *Can. Mineral*, 21:647-654.
- Lobato, L.M., Fyfe, W.S. 1990. Metamorphism, metasomatism and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. *Economist Geology*, 85:968-989.
- Marini, O.J., Liberal, C.S., Res, L.T., Trainade C.A.H., Souza, S.L. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-cambriano do Estado de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Boletim de resumos expandidos*, 1:126-127.
- Mendonça, J.C.G.S., Campos, M. de, Braga, A.de P.G. 1980. Considerações sobre a mineralização fósforo-uranífera da Justiça de Itataia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 4(2):2474-2486.
- Mendonça, J.C.G.S., Campos, M., Braga, A.P.G., Souza, E.M. 1982. Caracterização estratigráfica dos metassedimentos da região de Itataia – CE (Grupo Itataia). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 1:325-338.
- Mendonça, J.C.G.S., Campos, M., Braga, A.P.G., Souza, E.M., Favali, J.C., Leal, J.R.L.V. 1985. Jazida de Urânio de Itataia-Ceará. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S., Armesto, R.C.G. (coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM-CVRD, Brasília, v.I, 121-131.
- Menegat, R. (coord.) *Atlas Ambiental de Porto Alegre*. Porto Alegre. UFRGS, 1998. 237 p.
- Mergel, N. 1989. Considerações sobre a determinação das propriedades de carvão em laboratório. In: Congresso Brasileiro de Carvão, 2, Porto Alegre, UFRGS/Secretaria de Energia, Minas e Comunicações do Estado do Rio Grande do Sul, *Anais*, 578-594.
- Meunier, A.R. 1964. Succession stratigraphique et passages lateraux dus au metamorphisme dans la Serie Ceará, Ante-cambrien du Nord-Est Brésilien. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 259(21):3796-3999.
- Minérios & Minerais. São Paulo, v. 20, n. 251, Jun. 2001.
- MME/SNE/DNDE/SNIEC. 1992. *O Carvão mineral e a matriz energética nacional*. Seminário, Brasília, 1 v.
- Moraes, L.C., Martins, A.A., Sampaio, A.R., Gil, C.A.A., Andrade Filho, E.L., Arcanjo, J.B.A., Lima, R.C.C., Melo, R.C., Oliveira, R.B.A., Margalho, R.C.F. 1980. Projeto Brumado-Caetité – Mapeamento Geológico, DNPM/CPRM, Salvador.
- Netto, A.M. 1984. Contribuições à mineralogia, petrografia e metalogenia da jazida fósforo-uranífera de Itataia, Ceará, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 3:1424-1436.
- Oliveira, A.G., Fuzikawa, K., Moura, L.A.M., Raposo, C. 1985. Província uranífera de Lagoa Real, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Coelho C.E.S., Armesto, R.C.G. (coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v.I, 105-120.
- Pimentel, M.M., Machado, M., Lobato, L.M. 1994. U-Pb geochronology of the Lagoa Real uranium district, Brazil: Implications for the age of the uranium mineralization. (relatório inédito).
- Paula, C. de C., Gomes, R.P., Benedetti, J.V. 1989. Prospecção na bacia de Santa Catarina – Osório – RS: resultados preliminares. In: Congresso Brasileiro de Carvão, 2, Porto Alegre, UFRGS/Secretaria de Energia, Minas e Comunicações do Estado do Rio Grande do Sul, *Anais*, 83-102.
- Ponte Filho, F. 1988. Gaseificadores de leito fixo. Porto Alegre, UFRGS, 1 v.
- Potonié, H. 1908. Eine Klassifikation der Kaustobiolithe. *Sitz. Preuss. Akad. Wiss., Berlin*, 11:154-165.
- Raposo, C., Matos, E.C. 1981. *Projeto São Timóteo/Urândi – Aerogeofísica/Análise e Verificação*. Relatório de Fase, NUCLEBRAS, Belo Horizonte (inédito).
- Rissato, A. 1986. A matéria mineral do carvão fóssil e seu aproveitamento econômico. In: CREA/IPAGRO, Curso de Carvão

como Alternativa Energética, Porto Alegre, Cap. 4, 20 f. (Inédito) Saad, S. 1973. *A Mineralização Uranífera da Região de Figueira* – Comissão Nacional de Energia Nuclear, Departamento de Exploração Mineral.

SECT/MESC - Secretaria de Estado da Ciência e Tecnologia/Minas e Energia de Santa Catarina. 1990. *Diagnóstico do Carvão Mineral catarinense*. Florianópolis, 77 p.

Stach, E. 1975. *Coal Petrology*. Berlin, Gebrüder Borntraeger.

Suffert, T. 1997. *Carvão nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina*. Porto Alegre, CPRM. 39 p. (Série Oportunidades Minerais – Exame Atualizado de Projeto, n. 21).

Turpim, L., Marnejo, P., Cuney, M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, South Bahia, Brazil). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**:139-147.

Ulbrich, H.H.G.J., Gomes, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil: A review. *Earth-Science Reviews*, **17**(1-2):135-154.

Villaça, J.N., Moura, L.A.M. 1985. O urânio e o ouro da Formação Moeda, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S., Armesto, R.C.G. (coords.) Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM-CVRD, v.I, 177-187.

World Energy Council. 1997. *Estatística brasileira de energia*. Comitê Brasileiro, n. 43.

World Energy Council, BP AMOCO, 2001. Disponível em: www.pbamoco.com



Lindemberg Pinheiro Borges. Geólogo (UFRJ/2000). É mestrando na Universidade Federal do Rio de Janeiro. Técnico em Mineração formado pela Escola Técnica Federal do Rio Grande do Norte em 1989. Trabalhou na mina de ferro N4E em Carajás-PA (Cia. Vale do Rio Doce) no período entre 1990 e 1992. Desde 1996 faz parte do corpo técnico da Comissão Nacional de Energia Nuclear, onde realiza trabalhos geológicos referentes à área nuclear. *E-mail*: lindberg_borges@yahoo.com.br

Nota Biográfica dos Autores



Aramis J. Pereira Gomes. Geólogo (UFRGS/1973). Desde 1973 trabalha na CPRM. Especialista em carvão mineral, a partir de 1975 participou de diversos projetos de pesquisa e desenvolvimento de jazidas desse bem mineral, no Brasil e em Moçambique. Foi Diretor-Presidente da Companhia Riograndense de Mineração – CRM (1991–1994). Tem desenvolvido estudos relacionados ao incremento do emprego do carvão nacional na matriz energética brasileira.

E-mail: aramis@pa.cprm.gov.br



Paulo Roberto Cruz. Geólogo (USP/1965). Foi professor do Instituto de Geociências da UFPA. Trabalhou na Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral, onde realizou vários trabalhos na área de Geologia Econômica. Ainda no DNPM organizou, implantou e chefiou o setor de Geologia Econômica da Divisão de Fomento. Em 1971 organizou, implantou e dirigiu o Departamento de Recursos Minerais da Comissão Nacional de Energia Nuclear, atual Coordenação de Matérias Primas e Minerais da Diretoria de Radioproteção e Segurança, onde coordena os trabalhos de geologia do setor nuclear. *E-mail*: pcruz@cnen.gov.br

Estruturação de Bases de Dados e Metodologia de Integração de Dados em SIG

Data Base Structuring and Data Integration in GIS

João Henrique Gonçalves¹, José Wilson Corrêa Rosa², Maísa Bastos Abram¹, Reginaldo Leão Neto¹, Maria Angélica Barreto Ramos¹, José Domingos Alves de Jesus¹, Gerson Manoel Muniz de Matos¹ e Franciscus Jacobus Baars¹

¹CPRM – Serviço Geológico do Brasil

²UnB – Universidade de Brasília

Summary

The Brazil GIS Project aimed at organizing and divulging in a GIS (Geographic Information System) environment all the geological data accumulated over more than three decades of existence of the Brazilian Geological Survey. The Project was conceived and implemented under the Director of Geology and Mineral Resources in two stages. The first stage comprised the compilation and structuring of integrated geological data in GIS-based maps consistent at the 1:1,000,000 scale and subsequently sub-sampled for the composition of four country-wide thematic maps at the 1:2,500,000 scale. Both maps and printing files were made available to the general public on CD-ROMs (Bizzi et al. 2001) and on the Internet. The second stage of the Project comprised the edition of the forty-six 1:1 million scale map sheets of the new "Geological Chart of Brazil" that have recently been made available as a collection of CD-ROMs (Schobbenhaus et al. 2003) in 1.0 version. In the latter stage the maps were integrated and consisted at the 1:500,000 or 1:250,000 scales, depending on the information available for each area, and then sub-sampled for reproduction at the 1:1,000,000 scale. The improvements that resulted from the inclusion of higher resolution maps and addition of new data have all been incorporated in the updated version of the GIS-based maps in the DVD attached to this volume.

The sheer volume and complexity of the database required its migration into a single system for data management named GEOBANK®, which was structured in ORACLE®. The GIS was developed using ESRI® technology and geo-referenced entities were processed and modelled in ArcView 3.2®. The data presented in the shape file format represent numerous digital files compiled from information generated at different scales and in different formats, and which were digitized following different vectorization processes. The files generated and filtered in the process of preparing the maps were adjusted to IBGE's planimetric base at the 1:1,000,000 scale. The tables of attributes for the shape files contain a maximum of 20 fields in dbf format and the plotting files are built in HPGL2 language.

The GIS of Geology, Tectonics and Mineral Resource Maps of Brazil (Bizzi et al. 2001; database and GIS maps annexed to this volume), and Geobank® 2002 contain previously unpublished information regarding litho-stratigraphy, tectonics, structural geology and mineral resources. The specific database relationships between mineral-resource attributes presented earlier in this book are indispensable for the quantitative approach used, since even some other GIS-based methods preclude the direct interaction with the database and, therefore, the derivation of quantitative models.

The structure of the GEOBANK® was conceived in a way to facilitate changes and adaptations in the compilation and preparation of geological data. It allows for searches of geological units, of mineral resources and of data following GIS methods that permit the simultaneous visualisation of

databases, multi-thematic maps and statistical and spatial analyses of these themes. Of the latter, Boolean, Bayesian probability and fuzzy logic were successfully used in the examples developed in the book. The detailed criteria were used to organise the metallogeny data into a relational database, avoiding confusion between classification parameters. The computational methods also allowed for large quantities of data to be analysed, integrating point, linear and polygonal data sources.

Since the data are organised and obey the basic precepts of cartographic precision and topological inter-relationships such as non-intersection, adjacency, contiguous presence, equality, intersection and overlap, the quality of the GIS modelling is related to data quality and not to map scale. The GIS tool, by way of the ArcSDM extension for the ArcView® 3.2a program, was employed to produce probability maps of mineralization favourability in selected terrains and for selected deposit models.

The relatively low density of geologic and tectonic data in some parts of Brazil, the impossibility at this stage to use the typological mineral-resource features and the imprecision of the location data of the Brazilian mineral resources were found to be the main limitations to the success of the method. It is expected that ongoing and future work will set values for the other data particularly in the mineral-resource database, as well as aggregate indirect evidence such as geophysics and geochemistry.

The simultaneous access to the book and to various types of information contained in the GIS-based maps demanded the development of novel technology. In the absence of an off-the-shelf tool to carry out such function, a new tool was developed to make the hyperlink between text and maps. Such tool was built using a Visual Basic® language and the Map Objects LT® library, of ESRI, licensed for the Sustainability and Development Foundation – SD Foundation. The program was then submitted to tests and transformed into a DLL – Dynamic Link Library, which was used together with a word processor especially developed for the DVD.

Introdução

O Projeto GIS do Brasil foi criado no âmbito da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais a partir da necessidade de organizar, estruturar e divulgar em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas) o acervo de dados geológicos acumulados pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM ao longo de mais de três décadas de existência. O Projeto foi concebido em duas etapas. A primeira compreendeu a compilação e a estruturação dos dados geológicos integrados e consistidos na escala 1:1.000.000 e sua posterior adaptação na composição de mapas temáticos e arquivos de impressão na escala de 1:2.500.000. A segunda etapa compreendeu uma edição de 46 folhas da nova “Carta Geológica do Brasil” na escala 1:1.000.000 (Schobbenhaus *et al.* 2003); em versão 1.0, e uma futura edição em SIG. Na primeira etapa de trabalho foi desenvolvido o SIG Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, lançado pela primeira vez em CD-ROM no final de 2001 (Bizzi *et al.* 2001) e na edição atualizada, em DVD, que acompanha este volume. O SIG contém informações geológicas básicas, algumas inéditas, incluindo os temas litoestratigrafia, tectônica, estrutural e recursos minerais. Na segunda etapa do projeto os mapas foram integrados e consistidos nas escalas de 1:500.000 e 1:250.000, dependendo das informações disponíveis em cada área, e posteriormente adaptados à escala de impressão 1:1.000.000. Esta etapa consistiu basicamente do aprimoramento/consistência do material disponibilizado na etapa anterior e da inclusão de novos dados compatíveis com a escala de maior detalhe.

Dada a complexidade e o volume do acervo de dados houve a necessidade de criar-se um novo sistema de gerenciamento de dados denominado GEOBANK®, modelado e estruturado em ORACLE®. O SIG 1:2.500.000 foi desenvolvido

em ambiente ArcView 3.2®, utilizando-se, portanto, tecnologia ESRI® para processamento das entidades gráficas georreferenciadas. Os arquivos, em formato *shapefile*, representam o somatório de uma vasta gama de arquivos digitais gerados a partir de diferentes escalas e processos de vetorização. Na composição das Cartas, os arquivos generalizados e filtrados foram adequados à base planimétrica do IBGE na escala de 1:1.000.000. As tabelas de atributos dos *shapefiles*, contendo um máximo de 20 campos, estão em formato *dbf* e foram incorporadas pelo GEOBANK®. Os arquivos de plotagem estão em linguagem HPGL2. Os CD-ROMs do GIS contêm programa de abertura do tipo *autorun*, que executa *software* multimídia Flash®, gerenciador do conteúdo.

Organização da Base de Dados

A implantação do Projeto GIS do Brasil teve início na definição da metodologia de trabalho a ser utilizada com o objetivo de homogeneizar as informações geológicas a serem compiladas e integradas pelos diversos núcleos da CPRM espalhados pelo território nacional. Um dos maiores obstáculos nesta fase foi a existência de experiências distintas em cada uma das unidades regionais do Serviço Geológico e a existência de complexidades geológicas específicas para cada região.

O grupo de coordenação de Geoprocessamento do Projeto, após uma série de reuniões com as equipes locais da CPRM, estabeleceu normas e procedimentos básicos a serem utilizados nas diversas atividades do Projeto, com destaque para captura, conversão e adequação dos dados. No decorrer dos trabalhos, em função das demandas, houve aprimoramento dos procedimentos estabelecidos inicialmente.

A homogeneização de arquivos digitais nos mais variados formatos, gerados a partir de distintos *softwares* de geoprocessamento, com diversas ferramentas de digitalização e/ou vetorização, foi a parte mais difícil e trabalhosa do processo.

Outro problema observado foi a necessidade de padronização dos *data* e projeções cartográficas dos mapas para o padrão das Cartas ao Milionésimo do IBGE. Neste caso, o *datum* utilizado foi o SAD-69 com Projeção Policônica. Todo o material original, em diversas escalas, utilizava originalmente dois *data*: Córrego Alegre e SAD-69. As projeções cartográficas mais utilizadas eram UTM e a Policônica, com alguns arquivos em Lambert Conformal.

Em síntese, os principais problemas encontrados foram:

1. Converter os arquivos dos dados geológicos existentes, que haviam sido digitalizados e vetorizados em diversos formatos, para o formato do programa ArcView® (Fig. XII.1);
2. Padronizar os diferentes *data* e projeções cartográficas dos mapas a serem utilizados para o padrão das Cartas ao Milionésimo do IBGE;
3. Simplificar o número de vértices necessários para dar forma a cada polígono delimitador de uma determinada formação geológica dos mapas. Em função das diversas escalas existentes, havia uma heterogeneidade na distribuição de pontos ao longo dos polígonos.
4. Generalizar as bases planimétricas dos projetos da CPRM, desenvolvidas a partir da reconstituição de imagens de radar e mosaicos de aerofotografias, para as escalas de 1:1.000.000 e 1:2.500.000.

Estruturação da Base de Dados

GEOBANK® e tabela de atributos

O acervo de dados geológicos acumulado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM ao longo de seus 33 anos de existência necessitava de modernização e padronização. No passado os dados de levantamentos de campo nas áreas de geologia básica, pesquisa mineral, hidrologia e hidrogeologia foram armazenados em um Sistema de Banco de Dados de grande porte. Com o avanço das tecnologias da informação optou-se pela migração de dados do computador de grande porte para um ambiente de microcomputadores, o que facilitou a conversão de dados obtidos em levantamentos de campo para informações digitais e sua disponibilização pela Internet.

A necessidade de prover o SIG Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil com tabelas de atributos referentes às unidades estratigráficas e ocorrências minerais que guardassem formatação padronizada em todo o território nacional implicou a modelagem do GEOBANK® (*vide* também Capítulo VIII deste volume). Sua estrutura foi concebida de forma a facilitar mudanças e adaptações na compilação e elaboração dos dados geológicos e seus relacionamentos. Essa estrutura permite buscas, em termos espaciais, de unidades geológicas, de recursos minerais e de dados sobre afloramentos de rocha e amostragens geoquímicas. Foram selecionados vários dados do GEOBANK® e exportados para o formato dBASE – *dbf*. Esses arquivos constituem tabelas do ArcView® que foram conectadas

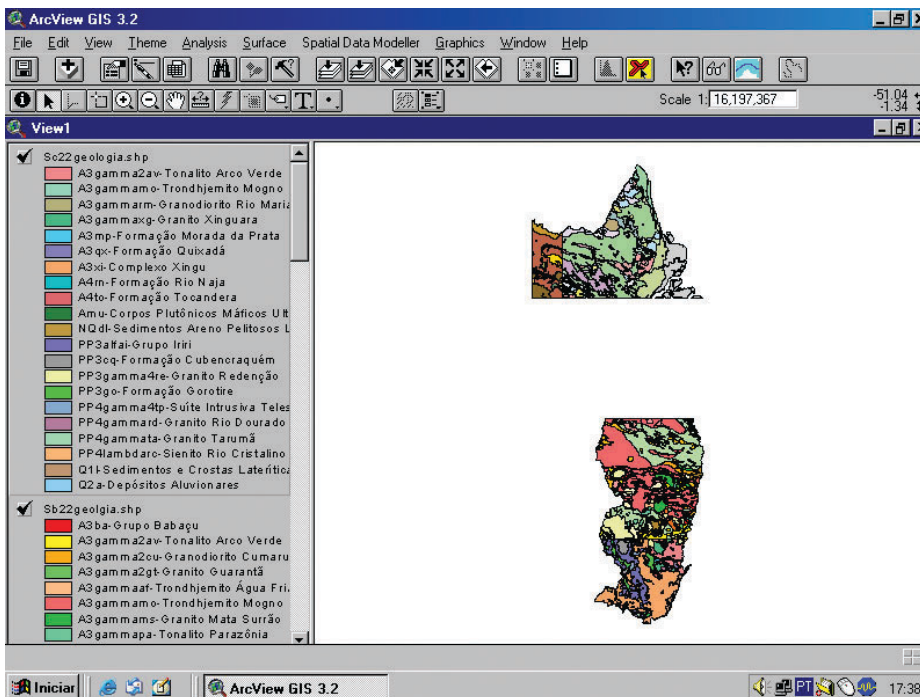


Figura XII.1 – Montagem do GIS do Brasil, em ambiente ArcView®, utilizando diversos arquivos vetoriais digitalizados em MaxCAD®, GSMAP® e padrão DXF, todos com valores geodésicos, Datum SAD-69

Figure XII.1 – Assembly of Brazil's GIS, in ArcView® environment, using several digitalized vector files in MaxCAD®, GSMAP® and DXF standard, all with geodetic values, Datum SAD-69

às informações cartográficas – limites de polígonos das formações geológicas – para formar os arquivos georreferenciados do mapa geológico do Brasil no formato *shapefile* do ArcView®.

Depois de impressos, os mapas elaborados passaram por um rigoroso processo de identificação, correção e montagem das legendas. Concomitantemente, montaram-se as tabelas no formato *dbf* do ArcView® e respectivas legendas.

A partir dos mapas definitivos, essas tabelas foram associadas às informações cartográficas – limites dos polígonos – para formar os arquivos georreferenciados dos Mapas Geológico, Tectônico, de Recursos Minerais e Associações Metalogenéticas e de Recursos Minerais Industriais e Energéticos no formato *shapefile* do ArcView® (e.g. Fig. XII.2, XII.3, XII.4, XII.5 e XII.6).

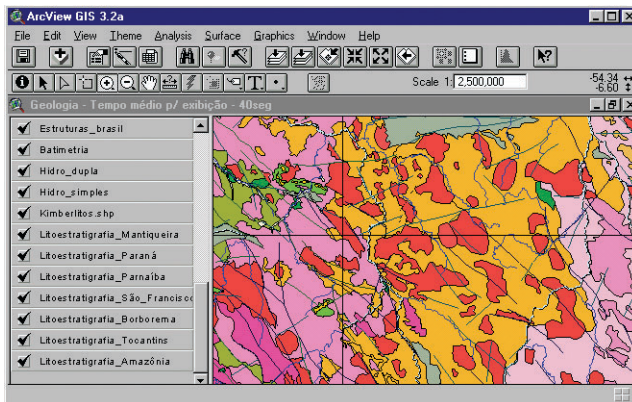


Figura XII.2 – O GIS do Brasil, em ambiente ArcView®, mostrando detalhe do mapa geológico

Figure XII.2 – Brazil's GIS, in ArcView® environment, showing detail of the geological map

| Siga_unid | Nome_unidade | Hierarquia | Idade_max | Ero_max |
|---------------|---------------------------------|------------|-----------|---------|
| PP3ru | Uaimapuê, Supergrupo Roraima | Formação | 1875.000 | 5.000 |
| PP3rs | Suapi, Supergrupo Roraima | Grupo | 2050.000 | 0.000 |
| PP3rm | Mataui, Supergrupo Roraima | Formação | 2050.000 | 0.000 |
| PP3m | Mataui, Supergrupo Roraima | Formação | 2050.000 | 0.000 |
| PP4_delta_av4 | Diabásio Avanavero, básicas | Corpo | 1778.000 | 12.000 |
| PP4_delta_av4 | Diabásio Avanavero, básicas | Corpo | 1778.000 | 12.000 |
| PP3m | Mataui, Supergrupo Roraima | Formação | 2050.000 | 0.000 |
| PP4_delta_av2 | Diabásio Avanavero, sill Monte | Corpo | 1800.000 | 0.000 |
| PP4_delta_av4 | Diabásio Avanavero, básicas | Corpo | 1778.000 | 12.000 |
| PP4_delta_av1 | Diabásio Avanavero, sill Pedra | Corpo | 1800.000 | 0.000 |
| PP3rs | Suapi, Supergrupo Roraima | Grupo | 2050.000 | 0.000 |
| PP3ra | Arai, Supergrupo Roraima | Formação | 2050.000 | 0.000 |
| PP3_sua_su | Surumu | Grupo | 1977.000 | 8.000 |
| PP4_delta_av1 | Diabásio Avanavero, sill Pedra | Corpo | 1800.000 | 0.000 |
| PP4_delta_av3 | Diabásio Avanavero, sill Coting | Corpo | 1782.000 | 0.000 |
| PP3_sua_su | Surumu | Grupo | 1977.000 | 8.000 |

Figura XII.3 – Detalhe da tabela do mapa geológico no formato *dbf* associada ao arquivo *shapefile*

Figure XII.3 – Table detail of the geological map in *dbf* format associated to *shapefile*

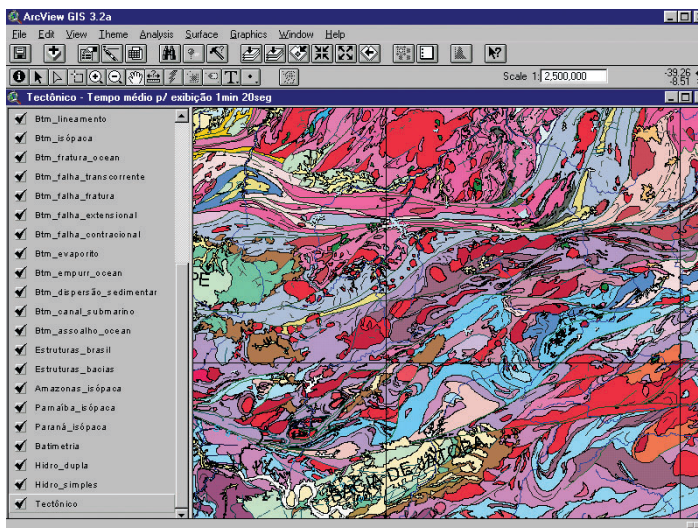


Figura XII.4 – O GIS do Brasil, em ambiente ArcView®, mostrando detalhe do mapa tectônico

Figure XII.4 – Brazil's GIS, in ArcView® environment, showing tectonic map detail

| COD_UNIDADE ESTRAT | ERA PERIODO | GIME TECTON/AMBIE TECTONIA | TIPO DE MAGMATISMO | AMBIENTE SEDIMENTAR |
|--------------------|-------------------|----------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| P3apa | Paleoproterozoico | distensivo | | arenito, conglomerado |
| P4_delta | Paleoproterozoico | distensivo | diabasio e gabro | |
| P4_delta | Paleoproterozoico | distensivo | diabasio e gabro | |
| P3apa | Paleoproterozoico | distensivo | | arenito, conglomerado |
| P4_delta | Paleoproterozoico | distensivo | diabasio e gabro | |
| P4_delta | Paleoproterozoico | distensivo | diabasio e gabro | |
| P4_delta | Paleoproterozoico | distensivo | diabasio e gabro | |
| P3av1 | Paleoproterozoico | compressivo | vulcanica/vulcanoclastica fels | turbidito |
| P4_delta | Paleoproterozoico | distensivo | diabasio e gabro | |
| P4_delta | Paleoproterozoico | distensivo | diabasio e gabro | |
| P3av1 | Paleoproterozoico | compressivo | vulcanica/vulcanoclastica fels | turbidito |
| P3apa | Paleoproterozoico | distensivo | | arenito, conglomerado |
| P3asa | Paleoproterozoico | distensivo | | arenito, conglomerado |
| C2b | Cenozoico | | | aluviao recente |
| M1_gamma_A1 | Mesoproterozoico | compressivo | granulite tipo A | |
| P3_gamma_I | Paleoproterozoico | compressivo | granulite tipo I | |
| C2a | Cenozoico | | | cobertura clastica, quimica su |
| P3_gamma_I | Paleoproterozoico | compressivo | granulite tipo I | |
| C2b | Cenozoico | | | aluviao recente |
| P23gn | Paleoproterozoico | compressivo | teneno granilo-granitico | |
| C2b | Cenozoico | | | aluviao recente |
| C2b | Cenozoico | | | aluviao recente |
| M1_gamma_A2 | Mesoproterozoico | compressivo | granulite tipo A | |
| P3av1 | Paleoproterozoico | compressivo | vulcanica/vulcanoclastica fels | turbidito |
| C2b | Cenozoico | | | aluviao recente |
| M1_gamma_A2 | Mesoproterozoico | compressivo | granulite tipo A | |
| P3av1 | Paleoproterozoico | compressivo | vulcanica/vulcanoclastica fels | turbidito |

Figura XII.5 – Detalhe da tabela do mapa tectônico no formato *dbf* associada ao arquivo *shapefile*

Figure XII.5 – Table detail of tectonic map in *dbf* format associated to *shapefile*

| Provincia | Amazonia |
|------------|-----------------------------|
| Sigla_unid | PP2Jur |
| Nome_unid | Uranupera |
| Hierarquia | Complexo |
| Ento_idade | |
| Metodo_det | Relacoes de Campo |
| Eon_idade | Proterozoico |
| Era_idade | Paleoproterozoico |
| Periodo_id | Rhyaciano |
| Epoqa_ida3 | |
| Sistema_id | Estratigrafico/Estrutural |
| Qualidade | Indireta |
| Diagram | APR1_PIR |
| Litotipo1 | Amfibolito, Dioritico, Gran |
| Litotipo2 | |
| Classe1 | Metamorfica, gnea |
| Classe2 | |
| Subclasse1 | Metamorfismo regional, Pl |
| Subclasse2 | |
| Id_max | 2300 000 |
| Id_min | 2051 |
| Ento_id | 0 |
| Metodo_det | Relacoes de Campo |
| Eon_ida | Proterozoico |

Figura XII.6 – Tabela de atributo *dbf* exibida a partir do cursor apontado para o litotipo indicado

Figure XII.6 – *dbf* table of attributes produced with the cursor pointed to the indicated lithotype

Divulgação da Base de Dados

Geologia, Tectônica e Recursos Mineiras do Brasil

A criação dos CDs foi um trabalho desenvolvido em parceria com a equipe da empresa Geoambiente Sensoriamento Remoto. A partir de várias reuniões entre técnicos dessa empresa e da CPRM e, concomitantemente, a revisões geológicas no SIG, foram criados diretórios de trabalho, em que os arquivos *shapefile* foram organizados com a geração de projetos (APRs) no formato ArcView® 3.2. Em seguida, utilizando o *software* Flash®, foi desenvolvido um programa multimídia que exibe o seguinte menu de opções na abertura do CD:

- *Apresentação/Presentation* – chama um conjunto de documentos HTML, intitulado Apresentação, contendo

explicações diversas sobre o GIS, notas técnicas e bibliografias;

- *SIG/GIS* – executa aplicativo Delphi® desenvolvido para rodar o ArcView®;
- *Impressão/Print* – busca documentos HTML que explicam como imprimir os arquivos de mapas em linguagem de *plotter*;
- *Sair/Exit* – sai do ambiente SIG permitindo ao usuário trabalhar com o diretório que contém os arquivos *shapefile* sem o ambiente tutorial.

Utilizando o DELPHI 5.0®, foi criado um aplicativo executável que, ao ser acionado, carrega o ArcView® com o projeto do SIG. Sendo assim, ao inserir o CD a função *autorun* executa o programa gerenciador. O botão SIG/GIS aciona o programa na linguagem *Object Pascal*, o que permite que os mapas predefinidos no projeto sejam abertos no ArcView® (Fig. XII.7).

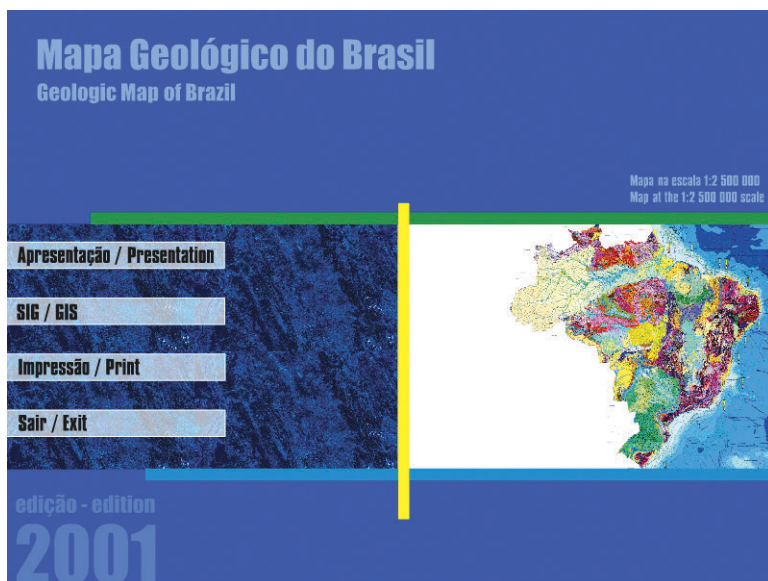


Figura XII.7 – Menu do aplicativo multimídia que é acionado pelo *autorun* dos CD-ROMs

Figure XII.7 – Menu of multimedia application driven by CD-ROMs auto run

Divulgação na Internet: GEOBANK® e SIG – Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil

A Diretoria de Geologia e Recursos Minerais da CPRM, Serviço Geológico do Brasil, tem como meta disponibilizar todos os dados do GEOBANK® na Internet. Para isso, uma equipe de geólogos da CPRM está trabalhando na adaptação do formato de dados do GEOBANK®, possibilitando assim a transferência tecnológica de exibição de dados pela Internet.

O SIG Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil e os arquivos de impressão dos mapas na escala 1:2.500.000 já se encontram disponíveis na Internet e, por meio da tecnologia Arc IMS® ESRI, os usuários podem dispor de um ambiente que gerencia pesquisas e a navegação de forma fácil e interativa. O trabalho, que contou com a participação da Geoambiente Sensoriamento Remoto S/C Ltda., representa o maior conjunto de dados vetoriais com tabelas acopladas divulgados até hoje no Brasil pela Internet. O acesso pode ser realizado pela *home page* da CPRM (www.cprm.gov.br). A velocidade de utilização das ferramentas depende da velocidade local da rede onde se encontra o cliente e do número de usuários que no momento utilizam o servidor. Geralmente, o acesso e as respostas são rápidos.

SIG em trabalhos de campo

Outro avanço do Projeto GIS do Brasil é observado no campo. De posse de mapas digitais e da ferramenta SIG, acoplado à tecnologia do *Global Positioning System* – GPS, é possível, em campo, locar pontos descritos no mapa e alimentar o sistema

com dados geológicos. O Programa GIS do Brasil prevê a utilização de computadores de bolso, o que deverá minimizar custos e aumentar a precisão dos mapeamentos a serem realizados no futuro.

A Diretoria de Geologia e Recursos Minerais da CPRM (DGM), por meio do Departamento de Recursos Minerais (DEREM), desenvolve projeto pioneiro de utilização de SIG no campo. Os dados recolhidos pelo Projeto GIS do Brasil, em padrão ArcView®, são facilmente convertidos para ArcPad®. Neste formato os dados são passíveis de acesso por aplicativos compatíveis com sistemas operacionais do tipo Windows CE, que gerenciam tabelas e possibilitam a entrada de novos dados no campo (Fig. XII.8).

Divulgação por meio de DVD

A divulgação do livro sobre a Geologia do Brasil, na forma de um DVD, exigiu o desenvolvimento de tecnologia inédita. Apresentou-se a necessidade de ler o texto e, ao mesmo tempo, acessar os mapas, para visualizar as formações geológicas, depósitos minerais e outras entidades descritas nos textos. A partir desta demanda, realizou-se pesquisa na Internet e nas publicações geológicas e geográficas disponíveis, onde se constatou ausência de uma ferramenta adequada que realizasse tal função. Uma ferramenta foi então desenvolvida para fazer a conexão do texto com mapas, com *hyperlinks*.

A ferramenta foi elaborada usando a linguagem Visual Basic® e a biblioteca de objetos Map Objects LT®, da ESRI, sob licença da Fundação Sustentabilidade e Desenvolvimento – Fundação SD. O programa foi então submetido a testes. Após essa etapa, o programa foi transformado em uma DLL –

Dynamic Link Library, para ser utilizado em conjunto com processador de texto especialmente desenvolvido para o DVD.

Apresentamos a seguir etapas dos testes realizados com a ferramenta, denominada MAPLINK®, para ilustração de algumas de suas propriedades.

De início, é mostrada uma janela criada com texto com dois *hyperlinks* (Fig. XII.9).

A partir da pergunta contida na Fig. XII.9, o usuário recebe a resposta quando clica com o *mouse* no *hyperlink* "Resposta 1" e obtém a janela mostrada a seguir (Fig. XII.10).

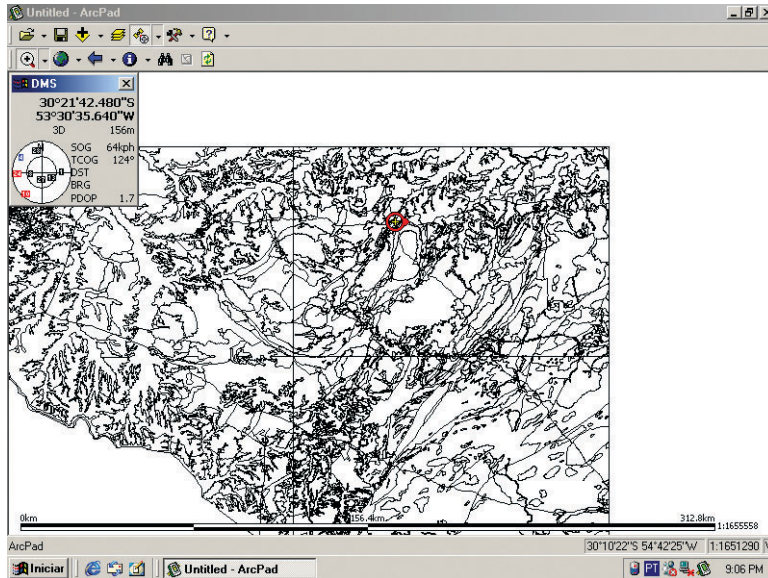


Figura XII.8 – Utilização de ArcPAD® e GPS acoplado – Projeto Metalogenia do Proterozóico – Eopaleozóico do Sul do Brasil

Figure XII.8 – Use of coupled ArcPAD® and GPS – Metallogeny Project of the Proterozoic – Eopaleozoic of South Brazil

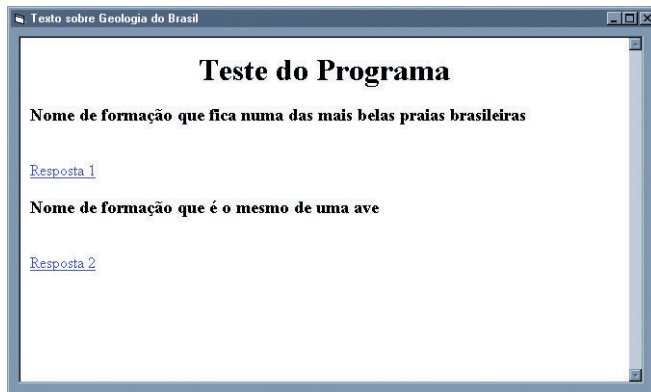


Figura XII.9 – Janela criada para teste da ferramenta MAPLINK® representando um texto sobre a geologia do Brasil. Note a presença de dois *hyperlinks* (em azul)

Figure XII.9 – Window created for testing MAPLINK® tool representing a text on Brazilian geology. Note the presence of two *hyperlinks* (in blue)

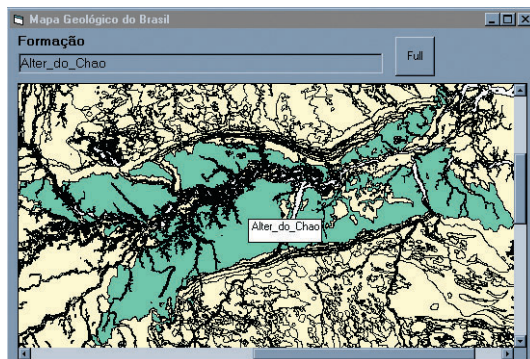


Figura XII.10 – Janela criada pela tecnologia MAPLINK® mostrando o mapa da Formação Alter do Chão. A formação geológica é identificada por uma cor diferente da cor de fundo, e o programa ajusta automaticamente o *zoom* para a extensão total da formação. Note a presença de um pequeno quadro com o nome da formação, que aparece quando o usuário passa o *mouse* sobre a formação

Figure XII.10 – Window created by MAPLINK® technology showing the Alter do Chão Formation map. The geological formation is identified by a color different from that of the background. The program adjusts the *zoom* automatically for the total extension of the formation. Note the presence of a small square with the formation's name, which appears when the user moves the mouse over the formation

Para obter a resposta da Fig. XII.10 o usuário posiciona o *mouse* relativamente ao *hyperlink* "Resposta 2" e obtém a janela mostrada a seguir (Fig. XII.11).

A ferramenta MAPLINK® traz a possibilidade de o usuário identificar cada Formação passando o cursor do *mouse* sobre o mapa, quando aparece um pequeno quadro com o nome da Formação para a qual o cursor do *mouse* aponta (Fig. XII.10, XII.11 e XII.12).

A ferramenta MAPLINK® traz ainda a possibilidade de o usuário aumentar o *zoom* de determinada região do mapa, com a delimitação de um retângulo de interesse, selecionando o objeto e definindo a área arrastando com o botão esquerdo do *mouse* ativado. Existe ainda a propriedade *pan*, com a qual

o usuário pode mover o mapa selecionando e arrastando entidades com o botão direito do *mouse* ativado (Fig. XII.13).

A ferramenta MAPLINK® traz a possibilidade de o usuário definir o *zoom* para a extensão total do mapa, pressionando a tecla *shift* e simultaneamente ativando o botão esquerdo do *mouse* (Fig. XII.14).

Em síntese, a ferramenta MAPLINK® tornou possível a interação do leitor com textos e mapas simultaneamente. Trata-se de uma ferramenta inédita que pode ser utilizada em futuras publicações para a descrição de unidades geograficamente delimitadas como, por exemplo, atlas ou artigos científicos em meio digital.

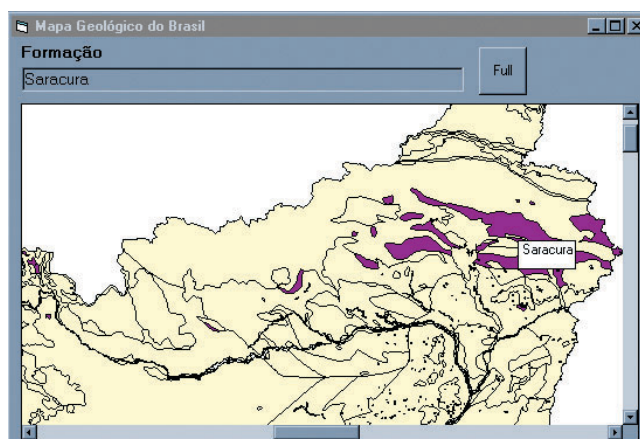


Figura XII.11 – Janela criada pela tecnologia MAPLINK® mostrando o mapa da Formação Saracura. A formação geológica é identificada por uma cor diferente da cor de fundo e o programa já ajusta automaticamente o *zoom* para a extensão total da Formação. Note a presença de um pequeno quadro com o nome da formação que aparece quando o usuário passa o *mouse* sobre a Formação

Figure XII.11 – Window created by MAPLINK® technology showing the Saracura Formation map. The geological formation is identified by a different color from that of the background. The program adjusts the *zoom* automatically for the total extension of the formation. Note the inset with the formation's name, which appears when the user rolls the *mouse* over the formation

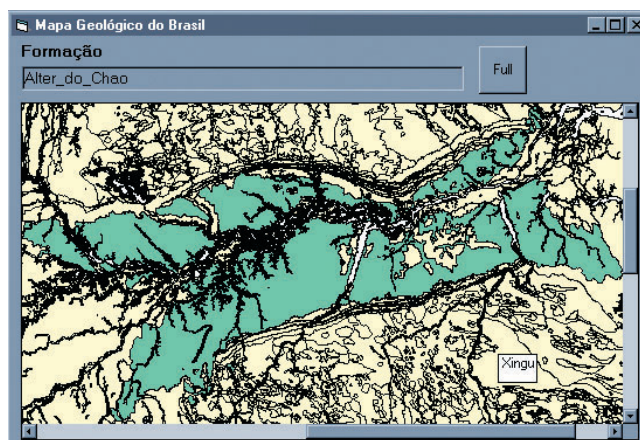


Figura XII.12 – Note a presença de um pequeno quadro com o nome do Complexo Xingu localizada ao sul da Formação Alter do Chão. Esse quadro aparece quando o usuário passa o *mouse* sobre um polígono do Complexo Xingu

Figure XII.12 – Note the presence of a small square with the name of Xingu Complex located at the South of the Alter do Chão Formation. This square appears when the user rolls the *mouse* over a polygon of the Xingu Complex

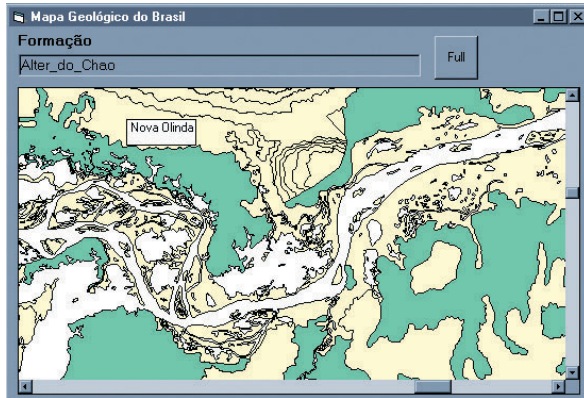


Figura XII.13 – Exemplo das propriedades de *zoom* – janela à esquerda – e *pan* – janela à direita – embutidas na ferramenta MAPLINK®

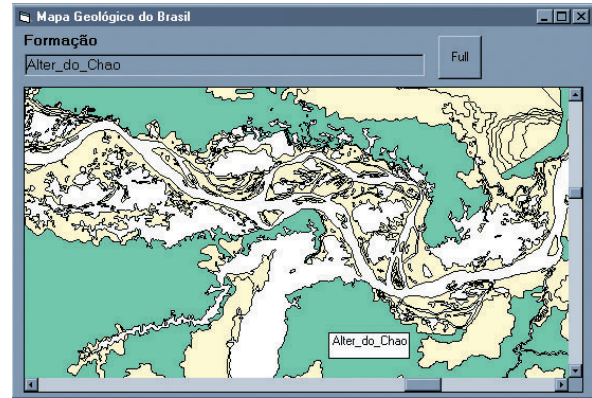


Figure XII.13 – Example of properties: *zoom* (left) and *pan* (right) built into the MAPLINK® tool

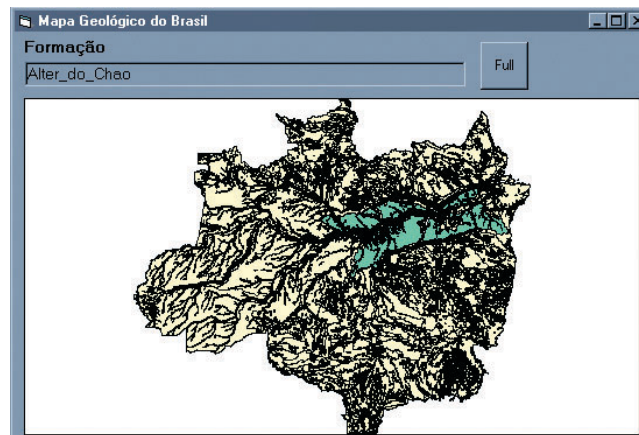


Figura XII.14 – Exemplo da propriedade de *zoom* à extensão total do mapa embutida na ferramenta MAPLINK®

Figure XII.14 – Example of *zoom* properties for the whole extension of the map built into the MAPLINK® tool

Referências Bibliográficas

- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. 2001. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000. 4 CD-ROMs.
- Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M. e Vidotti, R.M. (eds.). 2003. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Brasília. 35 CD-ROMs.

Nota Biográfica dos Autores



João Henrique Gonçalves. Geólogo (UnB/1982). Especialização em desenvolvimento de sistemas, geoprocessamento e prospecção. Trabalhou na Parapanema S/A e na Cabot Mineral Resource com trabalhos na região amazônica e Brasil Central antes de ingressar na CPRM. Atualmente exerce a chefia do Departamento de Recursos Minerais na CPRM. É um dos coordenadores executivos do Projeto GIS do Brasil na área de geoprocessamento, criação de equipes e gerenciamento de atividades.

E-mail: jhg@sa.cprm.gov.br



José Wilson Corrêa Rosa. Geólogo (UnB/1983), PhD em Geofísica (MIT/1989), Pós-Doutorado em Geofísica (MIT, Harvard University). Professor Adjunto do Departamento de Geologia Geral e Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade de

Brasília (UnB). Coordenador de Análise Espacial do Laboratório de Sensoriamento Remoto e Análise Espacial da UnB. Vice-Presidente da Fundação Sustentabilidade e Desenvolvimento. Áreas de concentração de trabalhos e pesquisa: Sistema de Informação Geográfica, Sensoriamento Remoto, Geofísica e Recursos Hídricos.

E-mail: jwffunds@linkexpress.com.br



Maísa Bastos Abram. Geóloga (UFBA/1990), Mestre (UFBA/1993). Ingressou na CPRM – BA em 1994, onde atuou em pesquisa mineral, mapeamento geológico, petrografia e geoprocessamento. A partir de 2001, chefia a Divisão de Avaliação de Recursos Minerais e integra a Coordenação Executiva do Projeto GIS do Brasil.

E-mail: maisa@sa.cprm.gov.br



Reginaldo Leão Neto. Geólogo (USP/1975), especialização em Metalogenia do Ouro pela UFOP. Está na CPRM desde 1978 trabalhando em pesquisa mineral e mapeamento regional nas superintendências de Goiânia e Recife.

Desde 1994 atua no desenvolvimento de banco de dados e a partir de 2001 passou a integrar a Coordenação Executiva do Projeto GIS do Brasil. *E-mail:* reginaldo@re.cprm.gov.br



Maria Angélica Barreto Ramos. Geóloga (UnB/1989), Mestre (UFBA). Ingressou na CPRM – BA em 1994 onde atuou em mapeamento geológico. Em 1999, passou a atuar na área de geoprocessamento e desde 2001 integra a equipe de Coordenação do Projeto GIS do Brasil. Atualmente exerce a função de Assistente do Departamento de Geologia.

E-mail: mabr@sa.cprm.gov.br



José Domingos Alves de Jesus. Geólogo (UFBA/1989). Trabalhou em pesquisas hidrogeológicas na iniciativa privada, até 1996, quando ingressou na CPRM – BA. Tem desenvolvido projetos de cartografia hidrogeológica e cadastramento de poços. A partir de 2001 passou a atuar em geoprocessamento, banco de dados e recursos minerais integrando a equipe de Coordenação do Projeto GIS do Brasil.

E-mail: domingos@sa.cprm.gov.br



Gerson Manoel Muniz de Matos. Geólogo (UFRJ/1974), Mestre (Univ. Heidelberg, Alemanha/1984), Doutor (Univ. Heidelberg, Alemanha/1992). Na CPRM desde 1975 como integrante de equipe e chefe de projetos de mapeamento geológico básico e de pesquisa mineral. Responsável pela coordenação do Programa Nacional de Prospecção de Ouro. Atualmente chefia a Divisão de Metalogenia do Departamento de Recursos Minerais.

E-mail: gmmm@rj.cprm.gov.br



Franciscus Jacobus Baars. Geólogo (África do Sul/1986), Mestrado em petrologia metamórfica granulítica (Universidade de Cape Town/1990). Doutorando, focando os limites tectono-termais do Cráton São Francisco meridional. Trabalhou pela Sopemi e pela Docegeo, na exploração e na avaliação de prospectos de *i.a.* Au, Cu, Zn, diamante, caulim e rutilo. Em 1999, fundou a consultoria Roots Rock, com atuação internacional. Entre 2000 e 2002, assessorou a CPRM – Serviço Geológico do Brasil em recursos minerais e gestão de informações, onde chefiou e reestruturou o Departamento de Recursos Minerais.

E-mail: baarsf@rootsrock.com.br